

Gefügeprägung
der Marmore und Kalksilikatbestände
im Altkristallin zwischen
Eisack- und Ahrntal in Südtirol

von
Sabine R. Höhler
aus München

Dr. Erlangen



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546217_0003

**Gefügeprägung
der Marmore und Kalksilikatbestände
im Altkristallin zwischen
Eisack- und Ahrntal in Südtirol**

Den Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen - Nürnberg
zur
Erlangung des Doktorgrades

vorgelegt von
Sabine R. Höhler
aus München

Als Dissertation genehmigt von den Naturwissenschaftlichen
Fakultäten der Universität Erlangen-Nürnberg

Tag der mündlichen Prüfung: 26. Juli 1984

Vorsitzender der Prüfungskommission:

Professor Dr. K.Jacobs

Erstberichterstatte: Professor Dr. G.Nollau

Zweitberichterstatte: Professor Dr. H.J.Oel

Zusammenfassung:

In einem Gebiet des ostalpinen Altkristallin, das südwestlich des Tauernfensters zwischen den Orten Mault, Uttenheim und Luttach liegt, wurden Marmore und die mit ihnen assoziierten Kalksilikate beprobt. Das Arbeitsgebiet befindet sich nördlich der Defereggental-Antholz-Valser-Linie ("DAV"). Hier sind Relikte einer präalpinen amphibolitfaziellen Metamorphose von Süd nach Nord zunehmend durch alpine Deformation und grünschieferfazielle Metamorphose überprägt worden.

Das Ziel der Bearbeitung ist eine regionale Beschreibung der hierbei entstandenen Marmor-Gefüge und der Kalksilikat-Mineralie.

Neben der beschreibenden Dünnschliff-Mikroskopie wurde zur Charakterisierung der teilweise sehr inhomogenen Marmorzüge eine neue Methode angewendet: die rechnerunterstützte Korngrößen- und Kornformanalyse.

Hierzu dienten 10 bis 40 Marmor-Stichproben je Zug (abhängig von den Aufschluß-Verhältnissen).

Anhand von DIN A4-Abzügen von Mikro-Photos wurden die Kornumrisse mit Hilfe eines Apple II-Rechners mit "graphics tablet" digitalisiert und bearbeitet.

Trotz der z.T. erheblichen Inhomogenität der Gefüge innerhalb eines Zuges, ist eine schwerpunktmäßige Charakterisierung der Marmorzüge anhand der Korngrößenverteilungen möglich.

Im Norden des Arbeitsgebiets dominieren feinkörnige Rekristallisate mit Korngrößen unter 200µm. Die untersuchten Proben lassen auf vollständige dynamische retrograde Metamorphose in weiten Teilen dieser Züge schließen. Im Süden des Arbeitsgebiets haben feinkörnige Rekristallisate eine untergeordnete Bedeutung (Ausnahme: Marmor-Zug in der jungalpin aktiven Mylonit-Zone DAV).

Hier sind die Züge vielmehr aus wechselnden Anteilen mittelkörniger (0,2 - 0,8mm) und grobkörniger (>0,8mm) Marmor-Partien aufgebaut.

Im fein- und mittelkörnigen Marmor teilweise eingeregelter

Mg-Chlorit- und Talk-Schuppen weisen in beiden Fällen auf vollständige dynamische retrograde Metamorphose hin.

Neben der Deformationsrate hat auch die bei der Rekristallisation vorherrschende Temperatur entscheidenden Einfluß auf die resultierende Korngröße. Hinweise auf die Bildungstemperatur von mittel- und feinkörnigem Marmor geben die Untersuchungen von STÖCKHERT (1982) mit dem Calcit/Dolomit-Thermometer. Berücksichtigt man weiterhin die Erkenntnisse über Deformation und Metamorphose bei der präalpinen und der alpinen Orogenese von BORSI et al. (1978) und STÖCKHERT (1982), so ergibt sich folgendes Bild:

1. Grobkörnige Partien der Marmore, die nur im alpin weniger beeinflussten Süden des Arbeitsgebiets erhalten sind, können als Relikte der mittel-hochgradigen präalpinen Metamorphose betrachtet werden.

2. Mittelkörnige Partien wurden von der altalpinen Deformation erfaßt; die Rekristallisation erfolgte während des thermischen Höhepunkts der alpinen Metamorphose ($410-470^{\circ}\text{C}$). Die Korngrenzen der mittelkörnigen Calcit-Kristalle sind suturiert.

3. Feinkörnige Marmore wurden (zusätzlich?) von der jungalpinen Deformations-Phase erfaßt; die Rekristallisation erfolgte bei sinkender Temperatur ($\text{ca. } 300-350^{\circ}\text{C}$). Die Korngrenzen sind wenig suturiert.

Von ausgewählten grob-, mittel- und feinkörnigen Proben wird die c-Achsen-Verteilung bei Dolomit-bzw. Calcit-Marmor vorgestellt.

Der Marmor ist größtenteils rein, der Quarz- und Silikat-Anteil liegt meist unter 5%.

Das Tremolit-Vorkommen ist auf kluftnahe Bereiche einiger dolomitischer Marmorzüge beschränkt. Die Tremolit-Bildung wird der präalpinen Metamorphose zugeschrieben. Auf spätere Deformations-Phasen reagierte der Tremolit mit Brucherscheinungen. Die retrograde Bildung von Talk (bei Al-Zufuhr auch Mg-Chlorit) an

diesen Bruchflächen erfolgte nur partiell. So sind auch in vollständig rekristallisierten, feinkörnigen Marmor-Proben noch Tremolit-Bruchstücke zu finden.

Bemerkenswert sind nahezu karbonatfreie gebänderte Kalksilikat-Gesteine von ca. 10 cm Mächtigkeit, die im Süden des Arbeitsgebiets lokal am Kontakt Marmor/Gneis auftreten. Vergleichbare Bildungen wurden z.B. von HENTSCHEL (1943), PAPAGEORGAKIS (1966) und MEHNERT (1968) in hochgradig metamorphen Gebieten beobachtet. SiO_2 , Al_2O_3 und andere Komponenten des Silikatgesteins reagierten mit dem Marmor unter Bildung von Ca-Mg-(Fe)-Silikaten und Ca-Al-(Fe)-Silikaten.

Dünnschliff-Untersuchungen geben Hinweise darauf, daß die Minerale der zweiten Gruppe später gebildet wurden unter partieller Aufzehrung der Minerale der ersten Gruppe.

Deformation und retrograde Metamorphose haben diese, unter hohen Druck- und Temperatur-Bedingungen gebildeten Kalksilikat-Gesteine nur geringfügig beeinflußt.

Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit erhielt ich von Prof.Dr.G.Nollau. Da unter seiner Leitung bereits zahlreiche Diplomarbeiten und eine Dissertation im Bereich des Arbeitsgebiets angefertigt wurden, waren für die Bearbeitung der Marmore günstige Rahmenbedingungen gegeben.

Andererseits weisen die Marmore im ostalpinen Altkristallin besonders komplizierte Verhältnisse auf, die eine Bearbeitung zunächst wenig aussichtsreich erscheinen lassen. Dies ist bedingt durch die komplexe geologische Entwicklung des Altkristallins, den Wechsel dolomitischer und calcitischer Partien und eine z.T. intensive Rekristallisation.

Im Laufe der Untersuchungen wurde deutlich, daß die Variationsbreite von Kornform und Korngröße innerhalb der Probenpopulationen zu einer Charakterisierung der Züge herangezogen werden kann.

Diese Art der Bearbeitung wird bei Metamorphiten selten verwendet. Einerseits ist sie mit erheblichem Aufwand und methodischen Problemen verbunden. Andererseits werden Korngröße und Kornform von mehreren, z.T. gegenläufigen Prozessen beeinflusst, sodaß ohne Zusatzinformationen nur sehr bedingt Rückschlüsse daraus gezogen werden können. Im vorliegenden Fall waren jedoch diese Zusatzinformationen in dem bereits intensiv bearbeiteten Gebiet vorhanden. Schließlich wurde die rechnerunterstützte Korngrößenanalyse noch durch eine petrographische Bearbeitung der Dünnschliffe und die Untersuchung der c-Achsen-Verteilung einiger Proben ergänzt.

In zwei Fällen konnte Kalksilikatbildung im Kontakt Marmor-Gneis als Produkt der präalpinen mittel-hochgradigen Metamorphose beschrieben werden. Solche Bildungen waren in Anbetracht der partiellen Aufschmelzungen in dem an den Marmor angrenzenden Gneis zu erwarten, wurden aber vorher noch nicht in diesem Gebiet gefunden.

Hier wären noch genauere, auch chemische Untersuchungen wünschenswert. Sie konnten leider nicht mehr unternommen werden, da die Korngrößen- und Kornformanalyse bereits einen erheblichen Aufwand erforderte.

An dieser Stelle möchte ich denen, die besonders zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, meinen Dank aussprechen. Zunächst möchte ich meinem Doktorvater für die gewährte Freiheit bei der Bearbeitung des Themas und die Unterstützung danken. Dr.J.Kumke hat die Software geschrieben und diese und seinen Apple-Rechner dankenswerterweise für die Auswertung zur Verfügung gestellt und mir durch Diskussion und Kritik weitergeholfen. Prof.Dr.H.J.Oel hat dankenswerterweise das Zweitreferat übernommen. Dr.B.Stöckhert danke ich für einen Einblick in seine Kalksilikat-Dünnschliffe, den Diplom-Geologen D.Mager und R.Kleinschrodt für die Einführung in den Umgang mit der Logitech-Schleifmaschine. Last but not least danke ich meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung.

Inhaltsverzeichnis:

Zusammenfassung	1
Vorwort	4
Inhaltsverzeichnis	6
Einleitung	8
Geologisch-petrographische Einführung	12
Material und Methode	15
Beschreibung der Marmorzüge	20
- 1. Speikboden	20
- 2. Mühlen	28
- 3. Uttenheim und Sambock	36
- 4. Rixner Nock und Kohlnock	40
- 5. Donnerschlagspitz	42
- 6. Mutenock	46
- 7. Winnebachtal	52
- 8. Terentental	56
- 9. Schalder, Pfunders-Altkristallin	61
-10. Fallmetzer, Valzärer Joch	68
-11. Rensen	73
-12. Egelsbach	80
-13. Matrei-Zone, NE' von Luttach	81
-14. Matrei-Zone, bei Luttach	84
-15. Pennin, Obere Schieferhülle, bei Pfunders	89
-16. Mauls	96

Vergleich der Marmorzüge im Arbeitsgebiet	100
Die kristallographische Orientierung in den Marmorzügen	104
Vergleich der Kalksilikatvorkommen im Arbeitsgebiet	120
Diskussion	125
- Auswirkungen der Rekristallisation bei Marmor	126
- Einfluß einer fluiden Phase auf des Defor- mations- und Rekristallisationsverhalten von Marmor	134
- Weitere Faktoren, die das Deformationsver- halten von Marmor beeinflussen	135
- Die kristallographische Einregelung im Marmor und Unterschiede bei der Einregelung von Dolomit und Calcit	137
- Versuch einer geologischen Interpretation von Korngrößenverteilung, Rekristallisation und kristallographischer Orientierung in den Marmoren	142
- Die Kalksilikate	144
Tafel I, II	150
Literaturverzeichnis	153
Lebenslauf	162

Einleitung

Das nach Gefügeprägung der Marmore und Kalksilikatbestand untersuchte Gebiet liegt zwischen Eisack- und Ahrntal in Südtirol (Provinz Bozen).

Es bildet ein langgestrecktes Dreieck in dem schmalen Streifen ostalpinen Altkristallins zwischen dem Südrand des westlichen Tauernfensters und den durch die Pusterlinie abgetrennten Südalpen (Abb.1).

Das ostalpine Altkristallin wurde zunächst von SANDER (1925), BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934) und anderen petrographisch-tektonisch bearbeitet und kartiert.

In jüngerer Zeit erfolgte eine Bearbeitung mit modernen Methoden, insbesondere der Geochemie und Isotopen-Geologie (vgl. hierzu BORSI et al. (1973, 1975, 1978), SASSI et al. (1978, 1980a, 1980b, 1980c, 1980d)).

Auch am hiesigen Institut wurden zahlreiche Arbeiten im Altkristallin südwestlich des Tauernfensters durchgeführt. Nach der Bearbeitung kleintektonischer Strukturen am SW-Rand des Tauernfensters (NOLLAU 1969) und petrographischen und tektonischen Untersuchungen am periadriatischen Rensen-Granit (NOLLAU 1974), erfolgte ab 1979 eine detaillierte petrographische und gefügekundliche Kartierung im Raum zwischen Valser Tal (im W) und Ahrntal (im E) im Rahmen von bisher 14 Diplomarbeiten am geologischen Institut Erlangen (Prof.Dr.G.NOLLAU).

Schließlich erfolgte eine umfassende Bearbeitung hinsichtlich Deformation und retrograder Metamorphose südlich des westlichen Tauernfensters im Rahmen einer Dissertation (STÖCKHERT 1982).

Das Ergebnis der bis 1983 fertiggestellten Diplomarbeit-kartierungen wurde inzwischen veröffentlicht (HOFMANN et al. 1983).

Die Marmorvorkommen sind beschränkt auf den "Nordblock" des Altkristallins, der von der alpinen Deformation und Metamorphose erheblich beeinflusst wurde (z.B. BORSI et al. 1973, 1978). Anhand seiner Untersuchungen über Deformation

und retrograde Metamorphose konnte STÜCKHERT den Nordblock noch weiter differenzieren. Von Süd nach Nord fortschreitend beschreibt er folgende Zonen, die jeweils fließend ineinander übergehen:

Zone I : Assoziation von amphibolitfaziellen, alpin nahezu undeformierten Gesteinen der "variszischen Migmatitzone" (präalpine Relikte und alpine retrograde Umsetzungen vom Typ "pseudomorpher Ersatz") und Blastomylonite mit dynamischer retrograder Metamorphose in Grünschieferfazies.

Zone II : Penetrierende alpine Foliation, nach N zunehmend wiederverfaltet. Vollständige retrograde Metamorphose in höherer Grünschieferfazies.

Zone III: Phyllonit-Gürtel, keine präalpinen Mineral- oder Struktur-Relikte. Vollständige retrograde Metamorphose in Grünschieferfazies.

Infolge der jungen Heraushebung und Abtragung sind im heutigen Anschnitts-Niveau Zonen, die während der alpinen Orogenese unterschiedliche Tiefenlagen eingenommen haben, nebeneinander zu beobachten. Somit können in einem geographisch kleinen Gebiet Übergänge studiert werden zwischen mittel-hochgradig metamorphen präalpinen Relikten in Zone I und deren zunehmender alpiner retrograder Überprägung in den (tieferen) Zonen II und III. Die ob.zit. Beschreibung der einzelnen Zonen zeigt bereits, daß zwar regionale Schwerpunkte bestehen, einzelne Bereiche jedoch erheblich von dem vorherrschenden Typus abweichen. Zum Verständnis dieser Abweichungen ist eine Betrachtung der Eigenschaften retrograder Metamorphose erforderlich, auf die im Folgenden kurz eingegangen werden soll.

Der von BECKE (1909) eingeführte Begriff der Diaphthorese (Synonym: dynamische retrograde Metamorphose) weist bereits auf die Bedeutung mechanischer Einflüsse für die retrograder Metamorphose hin. Durch die Kornzerkleinerung

und die damit verbundene Energiezufuhr, Oberflächenvergrößerung und Schaffung von Migrationswegen (Einfluß einer fluiden Phase) wird der Umkristallisations-Prozeß erheblich beschleunigt. Die Einstellung eines thermodynamischen Gleichgewichts, die bei retrograden Umwandlungen meist kinetisch gehemmt ist, kann nach mechanischer Beanspruchung schneller erfolgen. Teilweise ist sie auch ausschließlich an Zonen der "Dynamometamorphose" gebunden (WATZNAUER 1964).

Innerhalb der Marmorzüge haben die Homogenitäts-Bereiche mit einheitlichem Gefüge einen sehr unterschiedlichen Umfang. Als Kriterien zur Homogenitätsprüfung wurden in der vorliegenden Arbeit sehr unterschiedliche Eigenschaften wie Korngrößenverteilung, Kornform, Rekristallisationsgrad, kristallographische Ausrichtung und das Verhältnis Dolomit:Calcit untersucht.

Die Mehrzahl dieser Eigenschaften ist im Gelände nur schlecht oder gar nicht zu beurteilen. Daher wurden unter Berücksichtigung der Aufschlußverhältnisse möglichst viele und breit gestreute Proben gesammelt, was die schwerpunktmäßige Charakterisierung eines Zuges ermöglichte. In diesem Zusammenhang wird eine rechnerunterstützte Auswertung von Korngrößenverteilung und Kornform vorgestellt. Mit 10 bis 40 Stichproben, die auf diese Art je morphologisch erkennbarem Zug ausgewertet wurden, ist bereits eine Charakterisierung und ein Vergleich der Züge in den einzelnen Zonen möglich. Zusätzlich wird anhand von Dünnschliffen (ca. 7µm Dicke für Marmor, ca. 25µm Dicke für Kalksilikate) eine petrographische Beschreibung von Marmoren und Kalksilikaten vorgestellt. C-Achsen-Diagramme von ausgewählten Proben (am U-Tisch eingemessen) ergänzen die Gefügebeschreibung.

Kalksilikat-Assoziationen werden bereits von NOLLAU (1974), in den erwähnten Diplomarbeiten (siehe Literaturanhang) und von STÖCKHERT (1982) beschrieben. Letzterer bearbeitete auch die aus physikalisch-chemischen Phasendiagrammen herleitbaren Aussagen über die Bildungsbedingungen.

Diese Beschreibungen werden in der vorliegenden Arbeit durch eigene Beobachtungen hinsichtlich der anzunehmenden Bildungsbedingungen und des Mineralbestands ergänzt. Ziel der Bearbeitung ist es, regional das Vorkommen und die Eigenschaften alpin überprägter Elemente und präalpiner Relikte in Marmorgefügen und im Kalksilikatbestand zu untersuchen.



Pennin/Matreizone



Nordblock, Zone I-III

nach BORSI et al. 1978
und STÖCKHERT 1982;
---DAV nach HAMMER-
SCHMIDT 1982 ergänzt



Ostalpin



Südalpen



Übergangszone I-II
II-III



Marmor-Proben-
entnahmestelle

10 km



Abb.1: Geographische Lage des Arbeitsgebiets und Darstellung des angrenzenden Pennin sowie der Südalpen.

PL : Pusterlinie

KV : Kalkstein-Vallarga-Linie

DAV: Deferegggen-Antholz-Valser Linie

Geologisch-petrographische Einführung:

Die Grundlagen zum Verständnis der geologischen Entwicklung im Arbeitsgebiet wurden bereits in den Jahren 1910 bis 1930 gelegt (SANDER 1912, 1921, 1925, 1929; DAL PIAZ 1934; BIANCHI 1934 und KLEBELSBERG 1935). Aus dieser Zeit stammt auch die erste Ausgabe von Blatt BRESSANONE 1:100 000 mit einer ausführlichen petrographischen Beschreibung (SANDER 1925).

Wichtige tektonische Grundlagen aus dieser Zeit wurden später wieder aufgegriffen und anhand radiometrischer Daten und petrographisch-geochemischer Untersuchungen verfeinert (BORSI et al. 1973, 1975, 1978; SASSI et al. 1978, 1980a, 1980b, 1980c, 1980d; SATIR 1975, 1976; HAMMERSCHMIDT 1981, 1982 und STÜCKHERT 1982).

Während die präalpine Entwicklung auch in jüngster Zeit noch sehr umstritten ist (vgl. SATIR 1976), scheinen wesentliche Züge der alpinen Entwicklung jedoch weitgehend geklärt zu sein. Die zuerst von BIANCHI und DAL PIAZ (1939) getroffene und später von BORSI (1973) wieder aufgenommene Einteilung des Altkristallins in drei Blöcke ("Blockmodell") soll im Folgenden kurz vorgestellt werden.

Grundlage dieser Einteilung ist einerseits eine unterschiedliche alpine Entwicklung und andererseits eine unterschiedliche petrographische Zusammensetzung. Die Grenzen der einzelnen Blöcke sind durch bedeutende Mylonitzonen erkennbar: die DAV (Deferegggen-Antholz-Valser-Linie) trennt Nord- und Mittelblock, die KV (Kalkstein-Vallarga-Linie) trennt Mittel- und Südblock (vgl. Abb.1).

Die alpine Entwicklung der einzelnen Blöcke wird ausführlich von STÜCKHERT (1982) dargestellt und kann hier nur kurz skizziert werden.

Im Südblock (Altkristallin zwischen Pusterlinie und KV (Abb.1)) liegt in weiten Bereichen der variszische (bezüglich der zeitlichen Einstufung vgl. SATIR 1976) Mineralbestand und das variszische Gefüge unverändert vor. Der Mittelblock erlitt eine starke Kaltdeformation

(unter 300 grd C). Zu beobachten ist eine Suturierung der Quarze und eine retrograde Umwandlung von Staurolith, Biotit u.a.. Nördlich der bis zu 600m breiten Mylonitzone DAV liegt der Nordblock, der alpin bei Temperaturen über 300 grd C deformiert wurde. Hier treten Blastomylonite auf. Eine Rekristallisation wird bei Quarz, Biotit und Hellglimmer (teilweise) beobachtet. Bemerkenswert sind auch die Unterschiede im Stoffbestand südlich und nördlich der DAV. Bei den paragenen Serien findet man südlich der DAV einförmige Folgen von Glimmerschiefern und Zweiglimmergneisen. Reine Quarzite und Karbonate fehlen. Als Edukt wird eine Tonschiefer-Grauwacken-Serie mit mindestens altpaläozoischem Ablagerungsalter angenommen. Erhebliche Bedeutung haben auch Orthogneise ordovizischen Alters (BORSI et al. 1973). Nördlich der DAV, im "Nordblock" sind die paragenen Serien vielfältiger. Neben Biotit-Plagioklas-Gneisen treten Epidot-Quarzite, Graphitschiefer, Amphibolite und Marmore auf. Daher sind unterschiedliche Ablagerungsräume für die Paragesteine nördlich und südlich der DAV anzunehmen.

Orthogneise nördlich der DAV sind im Vergleich zu denen südlich der DAV CaO-reicher und SiO₂-ärmer (STÜCKHERT 1982). Schließlich findet man im Nordblock noch alpine Plutone granitischer bis tonalitischer Zusammensetzung (NOLLAU 1974) und alpine Gänge mit variablem Chemismus (SCOLARI und ZIRPOLI 1972).

Die Rb/Sr-Biotit-Alter im Nordblock ergaben im Süden und Zentrum Werte von 25-30 mio a, im Norden und Westen hingegen Werte von 16-20 mio a. Daher wird eine differentielle Hebung im Nordblock gefordert: im Westen ist heute ein ehemals tieferes Niveau angeschnitten (BORSI et al. 1973, 1978).

Da das Vorkommen von Marmoren auf den Nordblock beschränkt ist, kann das präalpine Gefüge nur in Relikten, insbesondere in Zone I (Migmatitzzone, vgl. STÜCKHERT 1982 und Abb.1) des Nordblocks untersucht werden.

Die Frage, welche Druck- und Temperatur-Bedingungen

während der amphibolitfaziellen präalpinen Metamorphose vorherrschten, läßt sich einerseits anhand kritischer Mineral-Assoziationen südlich der DAV, andererseits durch Abschätzung der Bildungsbedingungen für die Migmatite im Süden des Arbeitsgebiets eingrenzen. In beiden Fällen sind Temperaturen von ca. 650 grd C bei ca. 7kb Druck anzunehmen (vgl. STÜCKHERT 1982).

Temperatur - und Druckverhältnisse während der alpinen (grünschieferfaziellen) Metamorphose werden ebenfalls von STÜCKHERT angegeben. Die Temperaturwerte (Calcit/Dolomit-Thermometer) liegen zwischen 410 und 470 grd C im Osten des Arbeitsgebiets. Der minimale Druck wird mit 3,5 - 4 kb angenommen.

Art und Umfang der retrograden Metamorphose werden auf einen hohen Fluid-Durchsatz infolge von Dehydratations-Reaktionen in der Oberen Schieferhülle (Pennin) zurückgeführt (vgl. STÜCKHERT 1982).

Alpine Strukturen werden zunächst im Übergangsbereich der Zone I/II des Nordblocks in Form einer Foliation durch Plättung beobachtet. Diese ist in Zone II und III verfaltet, wobei je nach dem Aufbau des betroffenen Materials unterschiedliche Strukturen entstanden sind. Die Achsenebenen-Anisotropie wird nach Norden engständiger und übernimmt z.T. die Funktion des Haupt-S.

Da die resultierenden Strukturen stark vom Aufbau des Gesteins abhängen, wird bezüglich weiterer Einzelheiten auf die detaillierten Ausführungen von STÜCKHERT hingewiesen.

Für die hier interessierende Fragestellung ist noch von Bedeutung, daß eine altalpine und eine jungalpine Phase getrennt werden können. Erstere führte zu einer intensiven Warmdeformation in einem tiefen Stockwerk (T je nach Zone 410 bis 470 grd C, $P > 4\text{kb}$). Die spätere, jungalpine Phase erfolgte bei niedrigeren Temperaturen (ca. 300 bis 350 grd C).

Der Übergang von Zone III des Nordblocks zur Oberen Schieferhülle ist durch einen Wechsel im Stoffbestand, nicht aber durch eine strukturelle Diskordanz bestimmt (NOLLAU 1969).

Material und Methode:

Als geographische Grundlage diente die Carta ufficiale dello Stato 1:25 000 Foglio N^o4a (1925). Zur geologischen Orientierung wurde Blatt Bressanone der Carta Geologica d'Italia 1:100 000 (1921 (Karte), 1925 (Erläuterungen), 1969 (neue Ausgabe)) herangezogen. Sofern im fraglichen Gebiet Diplomarbeitkartierungen des hiesigen Instituts verfügbar waren, konnte die Lage der oft sehr schmalen Marmorzüge im Maßstab 1:10 000 noch genauer lokalisiert werden.

Die maximale Mächtigkeit eines Marmorzuges liegt bei ca. 50m (Donnerschlag-Spitz), die Werte sind jedoch meist wesentlich niedriger. Oft ist auch das Auftreten von mehreren, nur wenige Meter mächtigen, parallelen Zügen festzustellen. Hinzu kommt, daß stets nur ein geringer Teil eines Zuges frei zugänglich ist. Durch Verwitterung, Bewuchs, Schutt oder unzugängliches Gelände fällt es oft schwer, einen morphologisch erkennbaren Zug über eine längere Strecke im Streichen zu verfolgen. Schließlich wurden die Proben nur mittels eines Hammers und eines Meißels entnommen, was eine Abhängigkeit von vorgegebener Gesteinsklüftung beinhaltet. Diese fördert aber gleichzeitig die chemische Verwitterung, sodaß stets ein Kompromiß zwischen der wünschenswerten gleichmäßig über den Aufschluß verteilten Probennahme und den praktischen Möglichkeiten gefunden werden mußte.

Unmittelbar benachbarte parallele Züge wurden zu einer Einheit zusammengefaßt. Kleine Aufschlüsse, deren Zusammenhang mit anderen Aufschlüssen ungeklärt bleiben mußte, werden mit entsprechend geringerer Probenzahl gesondert aufgeführt.

Zur Verdeutlichung, welcher Teil eines im ob.zit. Kartenmaterial eingetragenen Zuges beprobt wurde, sind den Beschreibungen der Einzelaufschlüsse jeweils Detailkarten beigelegt.

Wo im Gelände ein Wechsel dolomitischer und calcitischer Bänder im cm- bis dm-Bereich festgestellt werden konnte, wurde je eine Dolomit- und eine Calcit-Probe am gleichen Ort entnommen.

Neben der Problematik, die gefügemäßig inhomogenen Marmorzüge "repräsentativ" zu beproben, wurden Kalksilikate nur durch gezieltes Suchen anhand ihrer auffälligen Farben (Diopsid, Granat) im Kontakt zu silikatreichem Nebengestein gefunden. Da die hier beprobten Kalksilikat-Gesteine nur eine maximale Mächtigkeit von ca. 10cm aufweisen und nur lokal auftreten, sind sie schwer zu finden. Gleichermäßen problematisch ist das Auffinden von Tremolit-Marmor. Der farblose Tremolit ist im Gelände nur dort auffällig, wo er in großer Menge auftritt.

Chlorit und Talk wurden nur in einem Aufschluß (Terenental) lokal in bemerkenswerter, auch im Handstück auffälliger Form gefunden.

Es ist daher leicht einzusehen, daß in bezug auf die Kalksilikate neben den eigenen Proben auch Material aus Diplomarbeiten und von der Dissertation von B. STÜCKHERT (1982) zur Ergänzung herangezogen werden mußte.

Von den Proben wurden Dünnschliffe hergestellt (ca. 7µm für Marmore, vgl. hierzu VERNON (1981) und ca. 25µm für Kalksilikate). Sie wurden auf einem Logitech-Gerät nach der Standardmethode angefertigt. Anschließend erfolgte eine Politur der Marmorschliffe bis zur gewünschten Dicke (Kontrolle anhand maximaler Interferenzfarben).

Zur qualitativen Auswertung der Dünnschliffe wurden folgende Methoden angewendet:

1. Polarisationsmikroskopie unter Verwendung der Bestimmungstabellen nach TRÜGER (1969).
2. Anfertigung mikroskopischer Zeichnungen an einem Olympus-Mikroskop mit Zeichenaufsatz.
3. Anfärbung einiger Schliffe und der angesägten Proben mittels Alizarin zur selektiven Kennzeichnung von Calcit und Dolomit nach FRIEDMAN (1959) und HUTCHINSON (1974).

Für eine quantitative Auswertung wurden DIN A4-Abzüge von Mikrophotographien der Marmor-Dünnschliffe ange-

fertigt. Zur Ermittlung von Größe und Oberflächenstruktur der Korn-Scheiben wurden die Korn-Umrisse mittels eines Digitalisier-Tabletts einem Apple II-Computer eingegeben. Berechnet wurden sowohl die Anzahl der Körner einer Kornklasse als auch ihre im Schliff eingenommene Fläche. Zur Ermittlung des Sutureierungsgrades wurde aus der eingegebenen Umrißstrecke die Fläche berechnet, die diese Strecke als Kreisumfang umschließen würde. Das Verhältnis dieser Kreisfläche zur realen Schnittfläche des suturierten Korns (minus 1) ist ein Maß für die Abweichung der realen Schnittfläche von der Kreisform (Irregularitätsfaktor IF, IF=0 entspricht Kreisform).

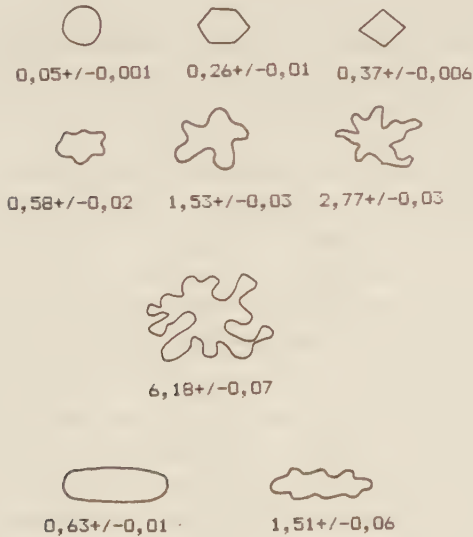


Abb.2: Mittelwerte des im Text beschriebenen "Irregularitätsfaktors" (Maß für die Abweichung von der Kreisform) und mittlerer Fehler aus je fünf Messungen.

Vor einer Betrachtung der Fehlerquellen und Fehlergrenzen sei darauf hingewiesen, daß diese Methode nur dazu geeignet ist, eine halb-quantitative Beschreibung der Marmorzüge zu liefern, da die Züge (z.T. bis in den Dünnschliffbereich hinein) inhomogen sind. Die Bearbeitung geht von der Hypothese aus, daß - sofern ein gefügemäßiger Schwerpunkt existiert - dieser bei der beschriebenen Art der Probenwahl und hinreichender Probenzahl erkannt wird.

Die Variationsbreite innerhalb der Proben-Population kann ermittelt und mit den entsprechenden Werten anderer Züge verglichen werden. Je größer nun der Unterschied zwischen den hier untersuchten Merkmalen der präalpinen Relikte und der vollständig alpin retrograd überprägten Marmore ist (und je homogener die Züge sind), desto besser ist eine Trennung möglich. Die Frage, ob eine Proben-Population homogen ist, läßt sich mit der vorgestellten Methode klar beantworten. Bei sehr inhomogenen Zügen kann zumindest die Variationsbreite der Proben-Population festgestellt werden. Das absolute Verhältnis von grob- zu mittel- und feinkörnigen Partien im Zug kann jedoch nicht exakt ermittelt werden.

Die Anzahl der Stichproben und die Kornzahl sowie die ausgewertete Kornfläche werden jeweils bei den Einzelbeschreibungen angegeben.

Welchen Einfluß hat nun die Schnittlage auf das Ergebnis? Der Schnitteffekt ("cut effect") ist vor allem bedeutsam bei stark formanisotropen, eingeregelten Individuen. Solche Gefüge wurden aber - trotz Anfertigung senkrecht zueinander orientierter Schnitte einiger Proben zu Testzwecken - im Altkristallin nicht beobachtet. Möglicherweise ist dies eine Folge des großen Einflusses, den die Rekristallisation in der Mehrzahl der Proben hatte. Wesentlich problematischer sind Proben, die infolge einer nur partiell abgelaufenen und eingefrorenen Rekristallisation innerhalb eines Schliffs erhebliche

Korngrößenunterschiede aufweisen, sei es als "Mörtelstruktur" oder durch Bildung von Nestern feinkörniger Rekristallisate neben gröberen Altkörnern. Je nach Wahl des Photo-Ausschnitts und der Vergrößerung werden Altkörner oder Rekristallisate überrepräsentiert und die Reproduzierbarkeit der Auswertung solcher Schliffe ist im Vergleich mit homogenen oder schwach form-anisotropen Schliffen in unterschiedlichen Schnittlagen eingeschränkt.

Zur Untersuchung der Frage, ob eine kristallographische Einregelung im Marmor vorliegt, wurden die c-Achsen einiger Proben am U-Tisch nach der von TURNER und WEISS (1963) beschriebenen Methode eingemessen. Durch Einstellen der c-Achse in EW-Richtung oder durch Senkrechtstellen der c-Achse (je nach ihrer Ausgangslage), können alle Körner an einem Schliff eingemessen werden. Die Fehlergrenze beim Einmessen der c-Achsen liegt durchschnittlich bei 5° .

Beschreibung der Marmorzüge:

Im Folgenden werden die Marmorzüge einzeln beschrieben. Die Lage der numerierten Züge ist der Übersichtskarte (Abb.1) zu entnehmen. Zur Verdeutlichung der Lage im Gelände und der Art des angrenzenden Nebengesteins wird jeweils zusätzlich eine Detailkarte gezeigt. In ihr ist mit Kreuzschraffur der für diese Arbeit beprobte Bereich eines Zuges markiert. Dabei handelt es sich um relativ gut zugängliche und zur Probenentnahme geeignete Bereiche.

Schließlich wird für jeden Zug die ermittelte Korngrößenverteilung (nach Mengen% und Vol%, bei Annahme einer Kugelform der Individuen) vorgestellt. Hier wird die Anzahl der Stichproben für die Ermittlung der Korngrößenverteilung, die ausgewertete Kornmenge und die Fläche im Schliff angegeben. Zusätzlich wird der im Kapitel "Material und Methode" erläuterte Irreguläritätsfaktor für jede Kornklasse angegeben.

1. Speikboden

Im Nordosten des Arbeitsgebiets sind nahe dem Speikboden-Gipfel mehrere Marmoraufschlüsse zu finden (siehe Abb.3). Bemerkenswert sind ausgeprägte Störungszonen. Hier treten Harnische mit Gleitstriemung, teilweise auch mit spiegelglatten Flächen auf. Infolge starker Zerklüftung ist das Material in zahlreiche Blöcke zerlegt und oberflächlich chemisch verwittert. Dolomitanteile und Quarzbahnen im Calcit-Dolomit-Marmor treten infolge ihrer schlechteren Löslichkeit gegenüber Calcit morphologisch hervor. Durch Anfärben der Schnittflächen wurde bei der Mehrzahl der Proben ein hoher Dolomitgehalt festgestellt. Hierbei tritt Calcit nurmehr in dünnen, netzartigen Adern von wenigen Millimetern Stärke auf. An angefärbten Dünnschliffen wurden außerdem xenomorphe Calcite als Zwickelfüllungen

im Dolomit gefunden (vgl.hierzu Abb.11 und TafelI, Abb.2). Abb.5 gibt zunächst einen Überblick über zerscherter Dolomitbahnen, die von Calcit plastisch "umflossen" werden. Im Calcit befinden sich zusätzlich Quarzeinsprenglinge. Eine Mikroscherzone verläuft mit Limonit, Quarz, Talk und Chlorit parallel zu den Dolomitbahnen. Weitere Details der Dolomit-Calcit-Verteilung sind in Abb.6 dargestellt.

Die Abb.7 und 8 veranschaulichen die Anordnung von Calcit-Quarz-Adern und amöbenförmigem Quarz. Letzterer tritt bevorzugt in grobkörnigen Calcit-Adern auf (Abb.7); beide Minerale sind jedoch auch unabhängig von solchen Adern zu beobachten (Abb.8).

Die feinkörnigen, fast reinen Dolomit-Marmore, die den Gefügeschwerpunkt repräsentieren (s.a.Korngrößenverteilung, Abb.4), sind mit Ausnahme weniger größerer Relikte von einheitlicher Korngröße und zeigen wenig suturierte Korngrenzen. Die Kornform ist äquidimensional. Somit handelt es sich um ein nahezu vollständig rekristallisiertes Gefüge. Hierin sind einzelne große, xenomorphe Calcit-Kristalle als Adern oder Zwickelfüllungen unregelmäßig eingestreut.

An nichtkarbonatischen Anteilen wurden neben Quarz auch Feldspat, Hellglimmer, stark zerscherter Tremolit, Magnesium-Chlorit und Talk gefunden (Quarz- und Silikatanteil im Marmor <5%).

Neben dem selbständigen Vorkommen der Schichtsilikate, besonders in Mikro-Scherzonen, ist eine z.T. weit fortgeschrittene randliche Vertalkung von Tremolit-Bruchstücken sowie Chloritbildung im Kontakt mit Tremolit und zuweilen auch mit Feldspat zu beobachten. Weitere Kalksilikate wurden erst nach Abschluß der Geländearbeiten für die vorliegende Arbeit von N.Meyer angrenzend an einen weiter südlich gelegenen, hier nicht beprobten Marmorzug (vgl.Karte, Abb.3) gefunden. Dabei handelt es sich um ein bemerkenswertes Kalksilikategestein ("Diopsid-Marmor") in Zone II-III des Nordblocks, von dem drei Dünnschliffe untersucht werden konnten. In ihm treten folgende Minerale auf: Klinozoisit, Zoisit, Plagioklas, Mikroklin, Diopsid, Tremolit-Akti-

nolith, Biotit, Hellglimmer, Quarz, Sphen, Apatit und Limonit. Der Plagioklas ist zoisitisiert. Außerdem wurde decussate Biotitsprossung in räumlicher Nähe zu Tremolit, Kalifeldspat und Zoisit beobachtet. Die neu gebildeten Mineral-Phasen sind an die teilweise ersetzten alten Phasen räumlich gebunden.

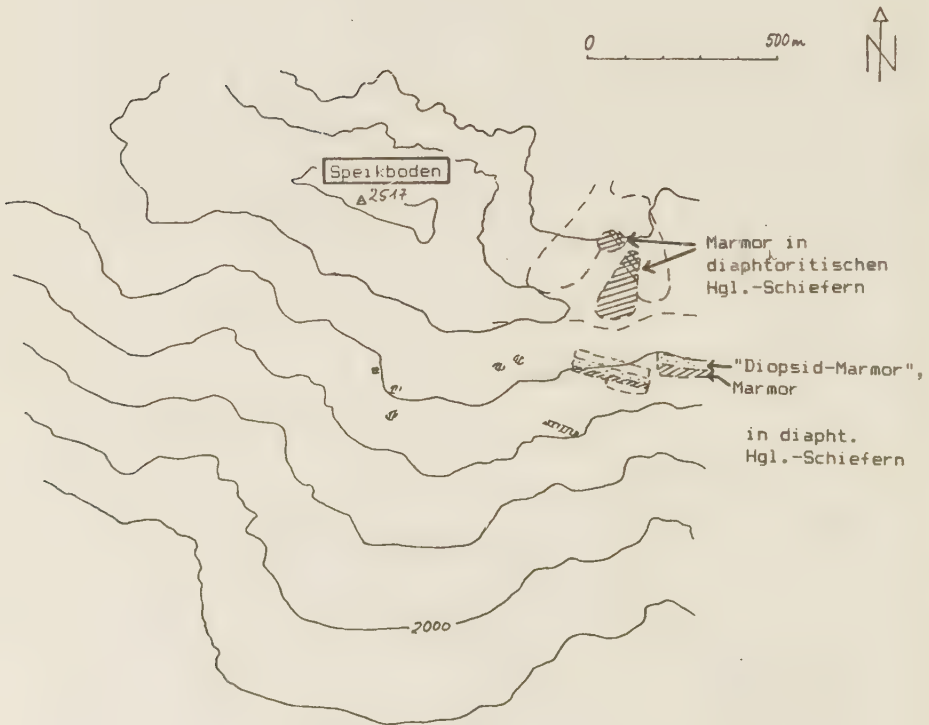
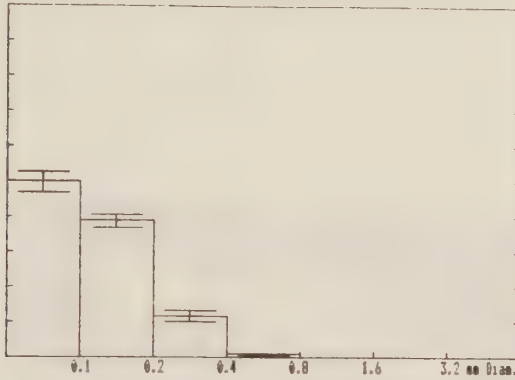


Abb.3: Lageskizze des Speikboden-Marmorzugs (Nr.1 in Abb.1). Nach MEYER (1983).

4a: Mengenanteil (%) d.korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: SPEIKBODEN-D-ZUG

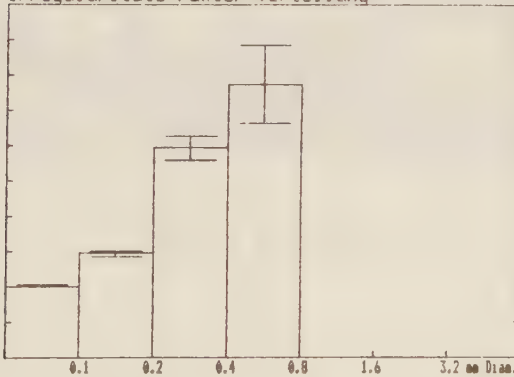
Anzahl Stichproben: 24

Anzahl ausgewerteter Körner: 5340

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	49.49	2.99
0.1 - 0.2 mm	38.46	1.97
0.2 - 0.4 mm	11.41	1.41
0.4 - 0.8 mm	1.58	0.19
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: SPEIKBODEN-D-ZUG

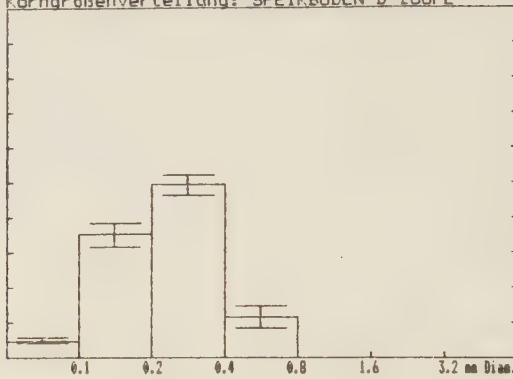
Anzahl Stichproben: 24

Anzahl ausgewerteter Körner: 5340

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.4	.01
0.1 - 0.2 mm	.58	.02
0.2 - 0.4 mm	1.18	.07
0.4 - 0.8 mm	1.54	.22
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

4b: Korngrößenverteilung: SPEIKBODEN-D-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 24
Ausgewertete Gesamtfläche: .824 cm²

Größenklasse	%-Anteil	Mittl. Fehler
< 0.1 mm	4.7	.98
0.1 - 0.2 mm	34.86	3.33
0.2 - 0.4 mm	49.12	2.97
0.4 - 0.8 mm	11.28	3.14
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.4: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Speikboden-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

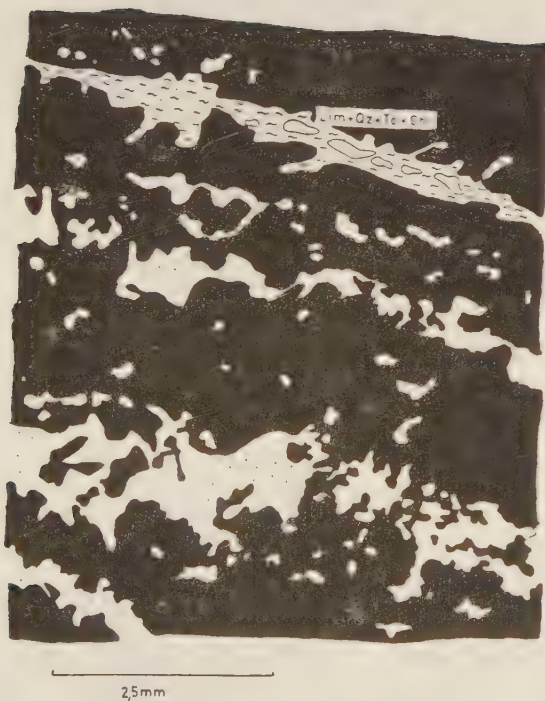


Abb.5: Zerscherte Dolomitbahnen (weiß, punktiert) in Calcit-Marmor (schwarz) mit Quarz (weiß) und Mikro-Scherzone mit Limonit, Quarz, Talk und Chlorit. Speikboden-Marmorzug.



Abb.6: Detaildarstellungen zu Abb.5.

oben: Korngrößenunterschied zwischen Calcit und Dolomit.

unten, links: Chlorit mit kink band in Limonit.

unten, rechts: Ausschnitt aus der Limonit-Chlorit-Quarz-Talk - Zone.

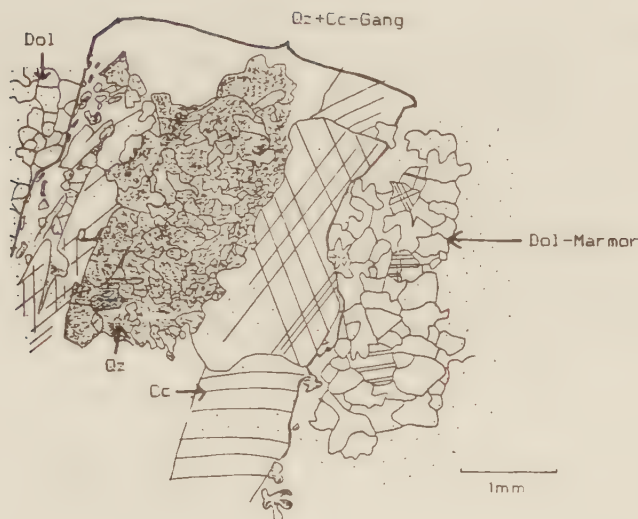


Abb.7: Quarz-Calcit-Ader in feinkörnigem Dolomit, Speikboden-Marmorzug.



Abb.8: Amöbenförmiger Quarz und große Calcit-Individuen in feinkörnigem Dolomit-Marmor, Speikboden-Marmorzug.

2. Mühlen

Östlich der Speikboden-Marmore, im NW des Ortes Mühlen, verlaufen zwei parallele Marmorzüge (siehe Abb.9), die beprobt wurden. Ergänzend konnten einige Kalksilikat-Dünnschliffe von Dr.STÜCKHERT betrachtet werden.

Im Marmor treten sowohl dolomit- als auch calcitreiche Partien auf. In einem calcitreichen Marmorbereich fanden sich auffallend dunkel gefärbte disharmonische Falten. Sie erwiesen sich unter dem Mikroskop als feinkörnige Dolomitbahnen. Tafel I, Abb.1 zeigt einen mit Alizarin angefärbten Ausschnitt einer solchen Falte.

Der schon im Speikboden-Zug beobachtete, auffällige Korngrößenunterschied zwischen Calcit und Dolomit ist auch im Mühlen-Zug zu beobachten. Abb.11 zeigt zunächst grobkörnige Calcit-Zwickel in feinkörnigem, vollständig rekristallisiertem Dolomit-Marmor. Mit zunehmendem Calcit-anteil kommt es zu einer Homogenisierung der Dolomit/Calcit-Verteilung, der Dolomit bildet nun ein offenes Teilgefüge in einer Calcit-Matrix (Abb.12).

Die bei Durchmusterung der Dünnschliffe bemerkten Gemeinsamkeiten zwischen dem Mühlen-Zug und dem Speikboden-Zug werden bei einem Vergleich der Korngrößenverteilungen bestätigt (Abb.4 und 10).

Ähnlichkeiten sind ebenfalls bezüglich des Kalksilikatbestands zu beobachten. So sind im Marmor eingestreute Tremolite teilweise von intensiver Zerscherung erfaßt und dann wie am Speikboden randlich vertalkt. Im Mühlen-Zug wurden jedoch auch Tremolite gefunden, die trotz intensiver Zerscherung nur eine sehr geringfügige und auf einzelne Individuen beschränkte Vertalkung aufwiesen. Als Besonderheit treten bereits makroskopisch erkennbare, limonitgefärbte Silikat-Boudins im Marmor auf. Sie sind zusammengesetzt aus Tremolit, Kalifeldspat, Zoisit, Klinozoisit, Plagioklas, Biotit, Sphen, Quarz, Calcit, Pyrit, Limonit und akzessorisch auftretendem Zirkon. Wie am Speikboden sind auch hier Biotit- und Chlorit-Sprossung festzustellen auf Kosten von Kalifeldspat und Tremolit. Zoisit/Klinozoisit und Sphen sind ebenfalls im Reaktionsraum zu finden (Abb.13 und 14).

In dem Kalksilikat-Gestein fanden sich folgende Minerale: Diopsid, Klinozoisit, Zoisit, Tremolit, Hellglimmer, Sphen, Quarz, Feldspat und Talk. Letzterer erscheint selbständig im Karbonat, teilweise ist er aber auch an Tremolit gebunden.

Die Zoisitisierung der Plagioklase erfolgte teils mit, teils ohne Deformation. Abb.15a,b verdeutlicht den Unterschied zwischen dynamischer und "statischer" retrograder Metamorphose, die in diesen Proben nebeneinander und in Übergängen zu beobachten sind.

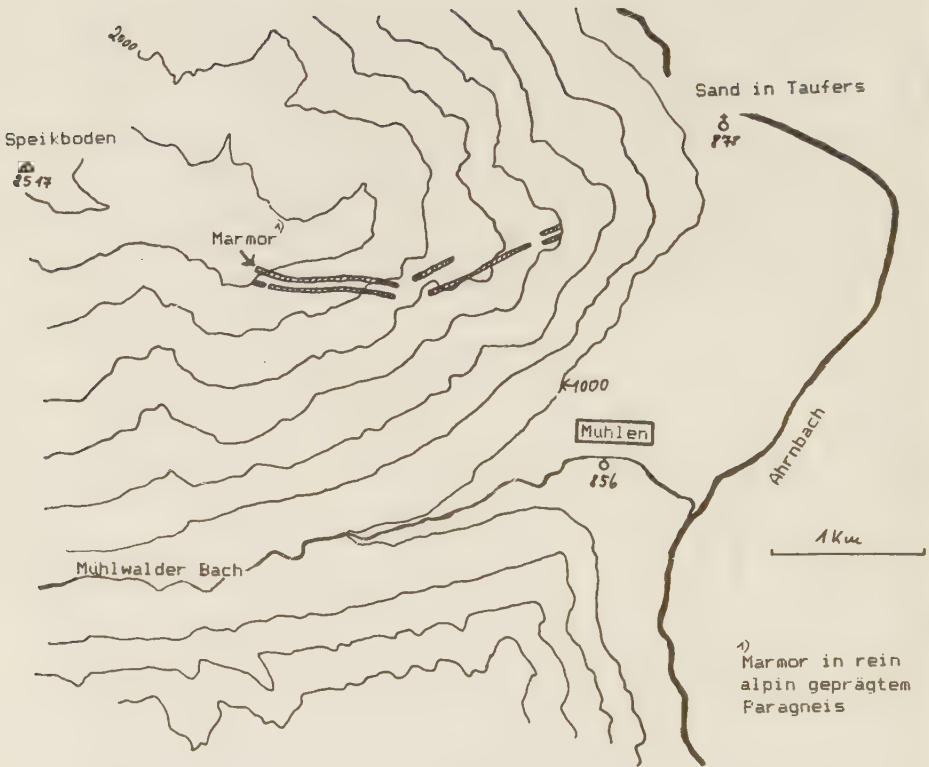
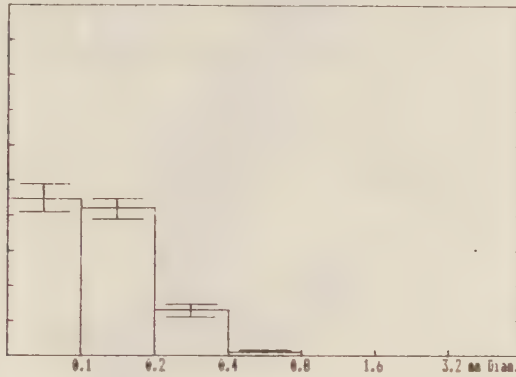


Abb.9: Lageskizze des Mühlen-Marmorzugs (Nr.2 in Abb.1). Nach HOFMANN et al. (1983).

10a: Mengenanteil (%) d.korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: MÜHLEN-ZUG

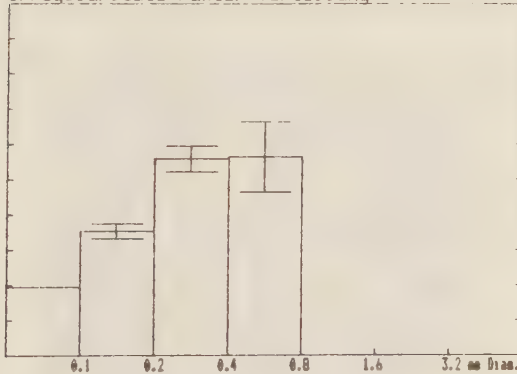
Anzahl Stichproben: 26

Anzahl ausgewerteter Körner: 6259

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	44.64	4.05
0.1 - 0.2 mm	41.61	2.73
0.2 - 0.4 mm	12.72	1.85
0.4 - 0.8 mm	1	.45
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: MÜHLEN-ZUG

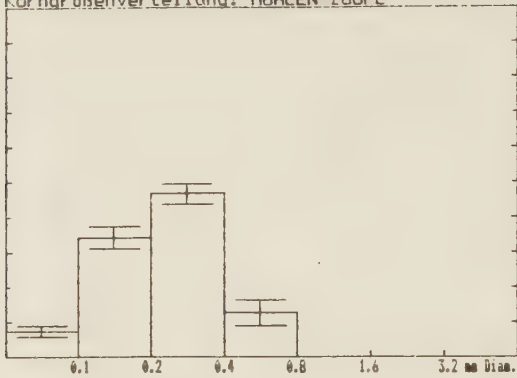
Anzahl Stichproben: 26

Anzahl ausgewerteter Körner: 6259

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.38	0
0.1 - 0.2 mm	.7	.04
0.2 - 0.4 mm	1.11	.07
0.4 - 0.8 mm	1.12	.2
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

10b: Korngrößenverteilung: MÜHLEN-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 26
Ausgewertete Gesamtfläche: .999 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl. Fehler

< 0.1 mm	7.08	1.69
0.1 - 0.2 mm	33.97	3.15
0.2 - 0.4 mm	46.51	2.91
0.4 - 0.8 mm	12.4	3.83
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.10: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Mühlen-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



Abb.11: Grobkristalline Calcit-Zwickel und Zoisit in feinkörnigem Dolomit-Marmor vom Mühlen-Marmorzug.



Abb.12: Eingeregelter Tremolit in Calcit-Matrix und offenes Teilgefüge von feinkörnigem Dolomit in gröberkörniger Calcit-Matrix. Mühlen-Marmorzug.

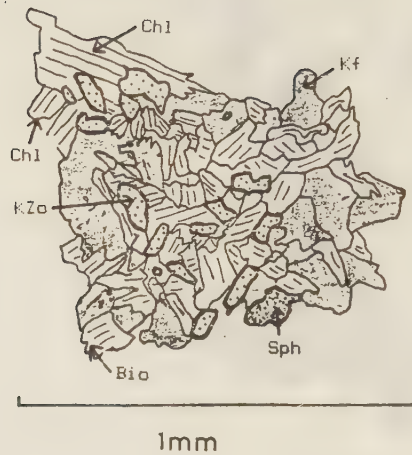


Abb.13: Kalksilikat-Paragenese von
Klinzoisit+Kalifeldspat+Mg-Chlorit+Biotit+Sphen. Mühlenthorzug.

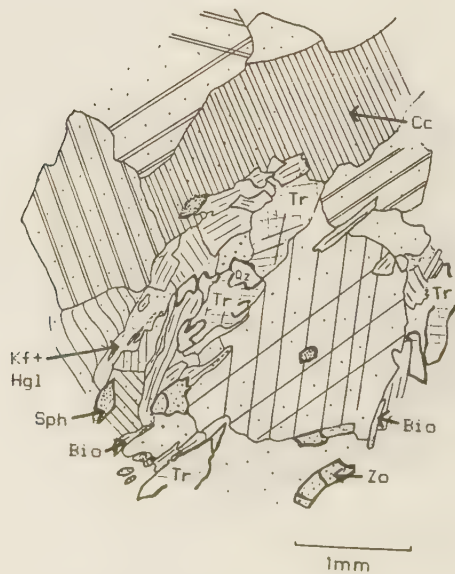


Abb.14: Biotitsprossung im Kontakt von Kalifeldspat und Tremolit.
Mühlenthorzug.

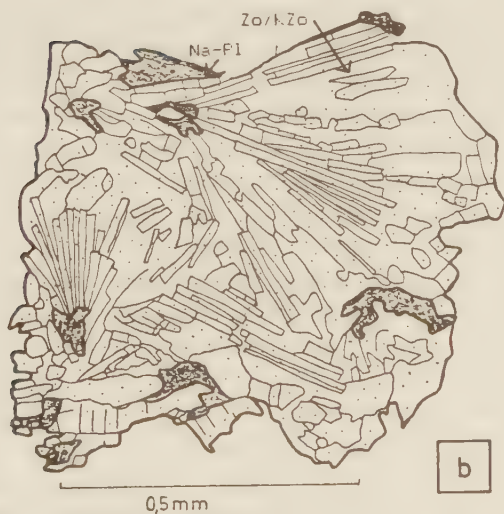
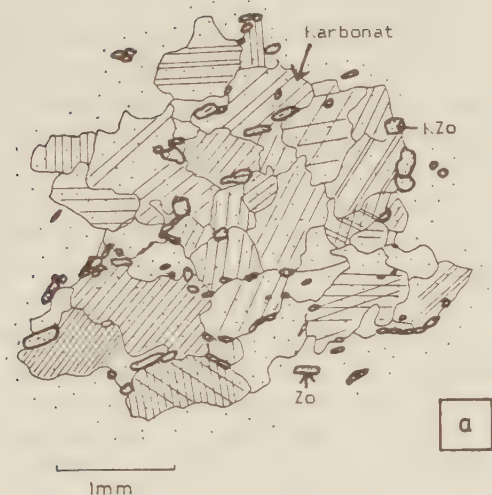


Abb.15: 15a zeigt Zoisit- und Klinozoisit-Individuen, die nicht mehr an den Plagioklas, in dem sie entstanden, gebunden sind (Dynamische retrograde Metamorphose). Bei 15b ist hingegen das Volumen des Plagioklas-Korns durch Zoisit/Klinozoisit und Na-Plagioklas ersetzt (statische retrograde Metamorphose).

3. Uttenheim und Sambock

Am südöstlichen Rand des Arbeitsgebietes, in unmittelbarer Nähe der DAV, erstreckt sich von Uttenheim bis zum Sambock ein Marmorzug, der in mehrere parallele, im Gelände nur schwer zu verfolgende Züge gespalten ist. Er wird meist von Paragneis, z.T. auch von Amphibolit begleitet (siehe Karte, Abb.16). Im Gelände ist die Nähe der DAV leicht daran zu erkennen, daß der Marmor intensiv mit dem Nebengestein mechanisch vermengt ist. Bei den Handstücken vom Rand des Marmorzuges fallen 1-2mm große Quarze und Feldspäte auf, die in großer Menge im Karbonat enthalten sind. Umgekehrt finden sich auch Karbonatlinsen unterschiedlicher Größe im Paragneis. Der Marmor ist weiß und von dunklen Bändern durchzogen. Sie stellen das mylonitische S (planare Anisotropie) dar, das dem Haupt-S des Nebengesteins entspricht. Die Bänder sind mehr oder weniger stark verfaultet, lokal sind die Falten wiederum zerschert. Die Anfärbung der Proben ergab eine Dominanz von Calcit gegenüber Dolomit. In den Dünnschliffen wurden lokale Schwankungen der Korngrößen bei beiden Karbonaten festgestellt, wobei jedoch eine extreme Feinkörnigkeit dominierte (vgl. Korngrößenverteilung, Abb.17). Mikro-Scherzonen wurden in Bereichen gröberer Körnung gefunden. Die Marmore weisen außerhalb der oben erwähnten dunklen Silikatbänder nur geringe Anteile von Talk, Chlorit und Hellglimmer auf (abgesehen von dem randlich eingesprengten Quarz und Feldspat). Innerhalb der Silikatbänder wurde folgende Assoziation gefunden: $Tr+Kf+Bio+KZo+Zo+Sph$. Nur wenig waren Turmalin, Zirkon, Quarz, Pyrit und Limonit vorhanden. Das Kalksilikatgestein vom Sambock zeichnet sich durch das Auftreten von Diopsid, Mikroklin, Tremolit, Biotit, Klinozoisit, Zoisit, Quarz und Plagioklas aus. So finden sich häufig zoisitisierte Plagioklase (entsprechend Abb.15b), randlich vertalkter Tremolit und die bereits zuvor beschriebene Biotit-Sprossung.

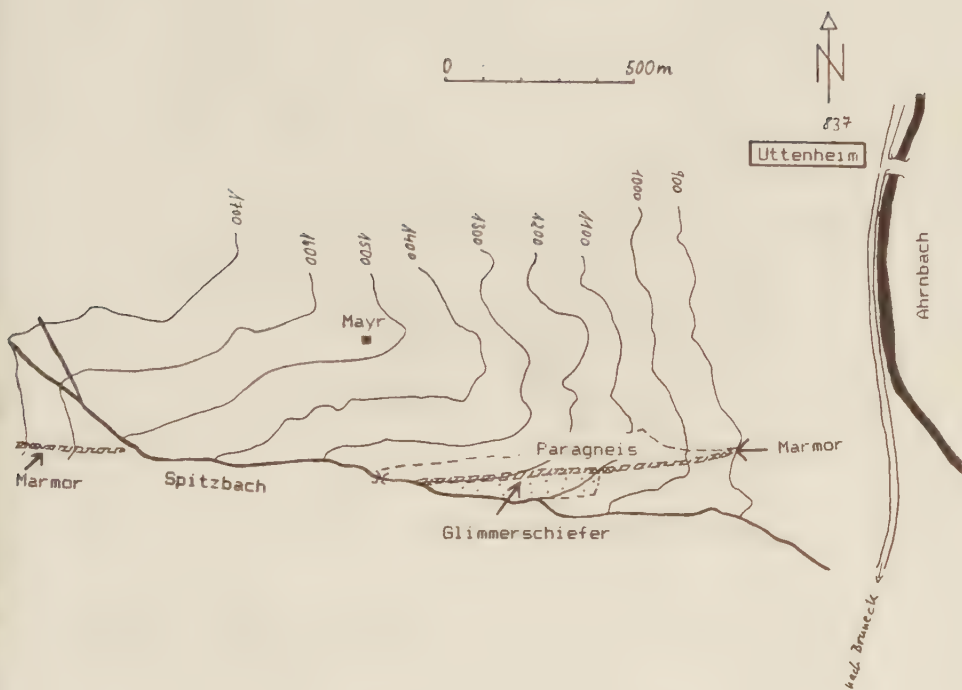


Abb.16: Lageskizze des Marmorzugs bei Uttenheim (Nr.3 in Abb.1). Nach JEZEK (1979).

17a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: UTTENHEIM-ZUG

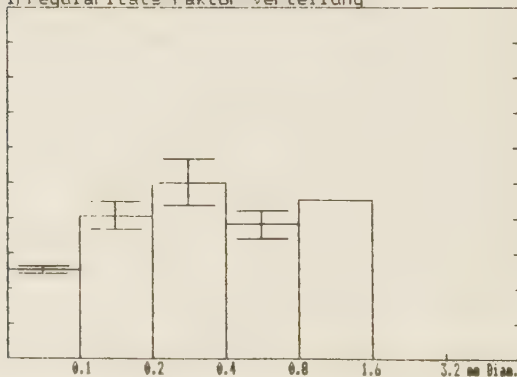
Anzahl Stichproben: 34

Anzahl ausgewerteter Körner: 5482

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	71.62	5.77
0.1 - 0.2 mm	22.23	4.35
0.2 - 0.4 mm	5.66	1.51
0.4 - 0.8 mm	.44	.19
0.8 - 1.6 mm	.01	.01
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: UTTENHEIM-ZUG

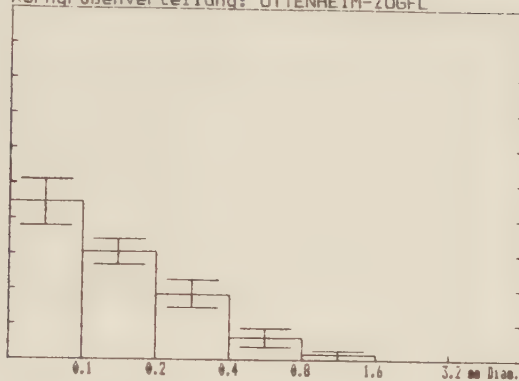
Anzahl Stichproben: 34

Anzahl ausgewerteter Körner: 5482

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.5	.02
0.1 - 0.2 mm	.81	.08
0.2 - 0.4 mm	1	.13
0.4 - 0.8 mm	.76	.08
0.8 - 1.6 mm	.9	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

17b: Korngrößenverteilung: UTTENHEIM-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 34

Ausgewertete Gesamtfläche: .48 cm²

Großenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

0.1 mm	44.24	6.48
0.1 - 0.2 mm	30.22	3.58
0.2 - 0.4 mm	18.28	3.97
0.4 - 0.8 mm	5.97	2.68
0.8 - 1.6 mm	1.25	1.25
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.17: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Uttenheim-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

4. Rixner Nock und Kohlnock

Westlich der bisher besprochenen Züge liegen zwei Marmorzüge am Rixner Nock und am Kohlnock, südwestlich von Mühlen (siehe Abb.18). Sie sind jeweils mit Kalksilikatgestein assoziiert. Von diesem konnten einige Schliffe von STÜCKHERT und JEZEK betrachtet werden. Wegen der sehr geringen Probenzahl können insbesondere bezüglich der Marmore nur lokale Verhältnisse beschrieben werden, die nicht für den ganzen Zug repräsentativ sein dürften.

Die mittlere Korngröße der Karbonate beträgt ca. 3mm Durchmesser, somit ist das Material zumindest in Teilbereichen grobkörnig. In den Schliffen dominiert Calcit bei Weitem über Dolomit. Ausgeprägte Verzwillingung, kinking und kleinere Rekristallisate treten auf.

Eine Marmor-Probe enthält eingeregelter Hellglimmer. In den Kalksilikat-Gesteinen liegen folgende Minerale vor: Zoisit, Klinozoisit, Tremolit, Diopsid, Granat, Hellglimmer, Mikroklin, Plagioklas, Biotit und Sphen. Wie in den bisher beschriebenen Kalksilikat-Gesteinen zeigt der Plagioklas eine Umwandlung in Zoisit/Klinozoisit und natriumreichen Plagioklas. Ebenso findet sich Biotitsprossung in unmittelbarer Nähe von Tremolit, Kalifeldspat und Klinozoisit. Der Granat ist optisch isotrop, er ist in den vorliegenden Proben mechanisch zerlegt und poikiloblastisch von Diopsid-Einschlüssen durchwachsen, die Risse sind mit Calcit verheilt.

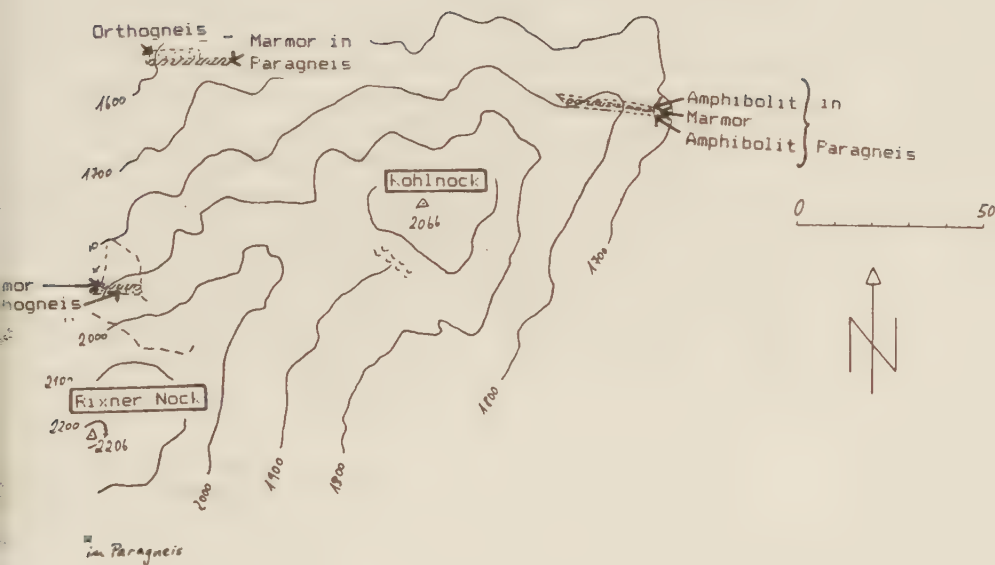


Abb.18: Lageskizze der Marmorzüge N' des Rixner Nock und NE' des Kohlnock (Nr.4 in Abb.1). Nach JEZEK (1979).

5. Donnerschlagspitz

Wiederum westlich vom Rixner Nock liegt der ca. 50m mächtige und mit Kalksilikat-Gestein assoziierte Marmorzug des Donnerschlagspitz. Nach FLECHTNER (1979) liegt das Kalksilikat-Gestein im Kontakt von Marmor und Pegmatit-Gneis vor (siehe Abb.19). Auch hier konnten nur die von FLECHTNER gesammelten Proben ausgewertet werden.

Soweit die wenigen Proben repräsentative Aussagen zulassen, zeigen die Marmore sehr ähnliche Verhältnisse wie am Rixner Nock (vgl. Abb.20, 21, 22).

Auch ist in einer Probe Hellglimmer-Einregelung zu beobachten. Neben den Hellglimmern sind im Marmor noch geringe Mengen an Feldspäten und Quarz zu finden. Das oben erwähnte Kalksilikat-Gestein besteht in erster Linie aus Epidot, Klinozoisit und Diopsid. Daneben treten Tremolit, Kalifeldspat, Biotit, Sphen und in geringer Menge Hellglimmer, Apatit, Plagioklas, Quarz und Chlorit auf.

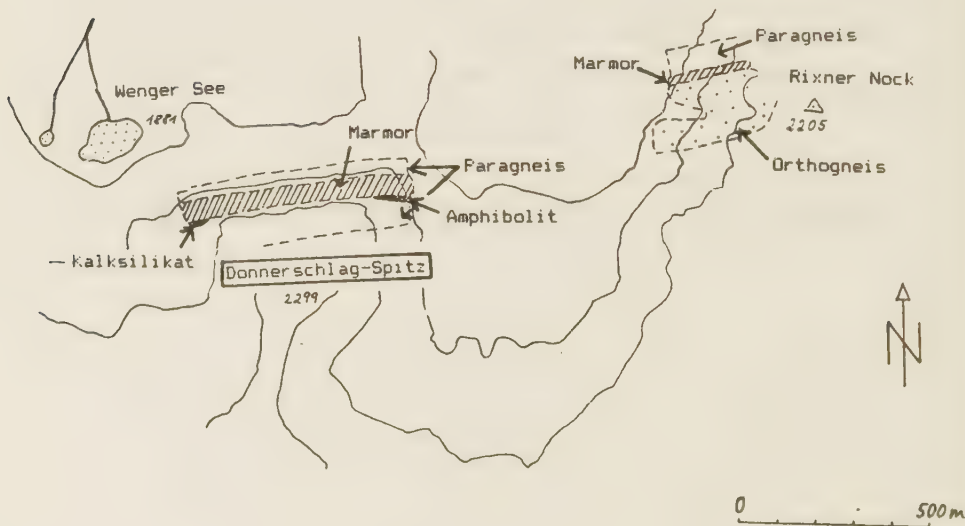
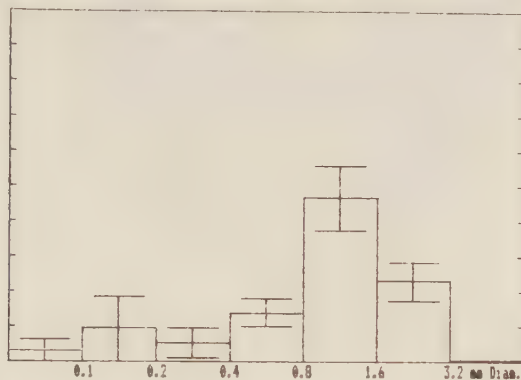


Abb.19: Lageskizze des Marmorzugs am Donnerschlag-Spitz (Nr.5 in Abb.1). Nach FLECHTNER (1980).

20a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: DONNERSCHLAG-SPITZ-ZUG

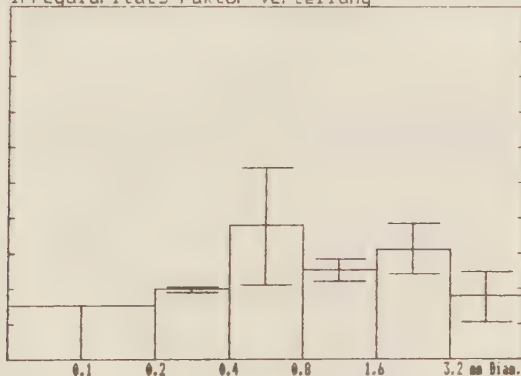
Anzahl Stichproben: 6

Anzahl ausgewerteter Körner: 1064

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	3.06	3.06
0.1 - 0.2 mm	9.1	9.1
0.2 - 0.4 mm	4.88	4.3
0.4 - 0.8 mm	13.68	3.71
0.8 - 1.6 mm	46.32	9.46
1.6 - 3.2 mm	22.66	5.47
3.2 - 6.4 mm	.25	.15

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: DONNERSCHLAG-SPITZ-ZUG

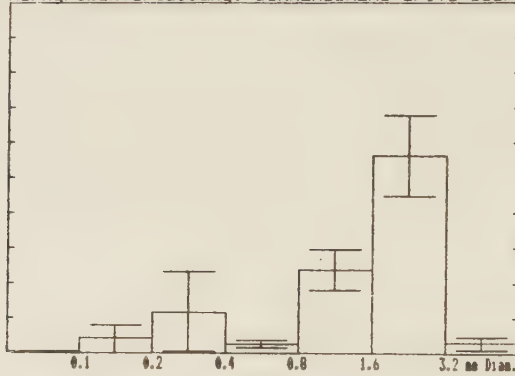
Anzahl Stichproben: 6

Anzahl ausgewerteter Körner: 1064

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.3	0
0.1 - 0.2 mm	.3	.02
0.2 - 0.4 mm	.39	.33
0.4 - 0.8 mm	.75	.06
0.8 - 1.6 mm	.5	.14
1.6 - 3.2 mm	.62	.14
3.2 - 6.4 mm	.35	

20b: Korngrößenverteilung: DONNERSCHLAG-SPITZ-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 6
Ausgewertete Gesamtfläche: 14.702 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

0.1 mm	3.82	3.82
0.1 - 0.2 mm	11.39	11.38
0.2 - 0.4 mm	2.32	1.07
0.4 - 0.8 mm	23.49	5.96
0.8 - 1.6 mm	55.98	11.58
1.6 - 3.2 mm	2.76	1.74

Abb.20: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Donnerschlag-Spitz-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

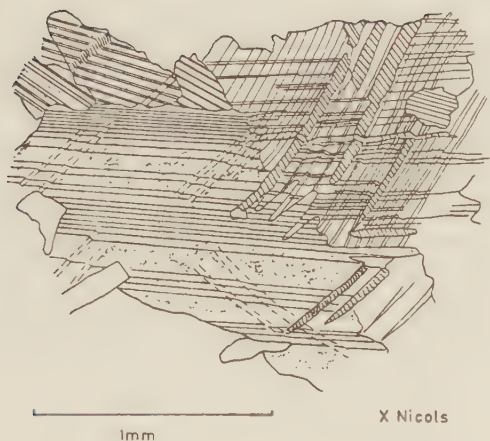


Abb.21: Zwillingsbildung und "deformation bands" in verzahnten Karbonat-Individuen eines grobkörnigen Marmors. Donnerschlag-Spitz-Zug.

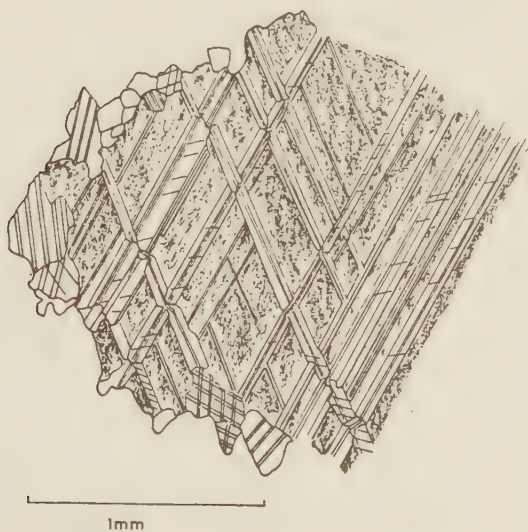


Abb.22: Beginnende Rekristallisation am Kornrand und an den Kreuzungspunkten von Zwillingsgrenzen eines grobkörnigen Calcit-Kristalls. Donnerschlag-Spitz-Zug.

6. Mutenock

Westlich vom Donnerschlag-Spitz folgen in geographisch enger Reihenfolge einige Marmor-Aufschlüsse SW' des Mutenock-Gipfels. Sie sollen daher im Folgenden gemeinsam betrachtet werden (Abb.23).

Sie zeigen in weiten Bereichen starke Zerklüftung, oberflächlich fortgeschrittene Verwitterung und Anzeichen intensiver Drucklösungserscheinungen in Form von Stylolithbildung.

Schon im Handstück fällt die Grobkörnigkeit bei der Mehrzahl der Proben auf (vgl. hierzu die Korngrößenverteilung, Abb.24). Der Marmorzug der Lokalität "Am Joch" ist allerdings feinkörniger. Hier wurden zwar Proben genommen, die besonders tiefgreifende chemische Verwitterung ließ jedoch die Herstellung brauchbarer Dünnschliffe nicht zu.

Das Anfärben der Proben zeigte in der Mehrzahl der Fälle ein Überwiegen des Calcit-Anteils. Die von Korngrenzen, aber auch von Zwillingslamellen ausgehende Bildung feinkörniger Rekristallite und die Mobilität der Zwillings-Grenzen (vgl. hierzu Abb.21 und 22) ist ein Hinweis darauf, daß die Verzwillingung hier nicht (nur) als spätes, post-kristallines Ereignis aufzufassen ist. Abb.21 zeigt die für die grobkörnigen, überwiegend calcitischen Marmore typische Verzahnung der Körner. Sie tritt gleichermaßen an Grenzen von Cc/Cc und Cc/Dol auf. Bei geeigneter kristallographischer Orientierung greifen "deformation bands" und Zwillingslamellen auf den Nachbarkristall über. Diese Merkmale, zu denen noch die oft auffällige Verbiegung von Zwillingsgrenzen kommt, gelten gleichermaßen für alle grobkörnigen, überwiegend calcitischen Marmore im Arbeitsgebiet.

In unmittelbarer Nähe zu Kalksilikat-Gesteinen sind die Karbonate offenbar vollständig rekristallisiert. Hier werden kleine Kalksilikat-Mineralen z.T. von großen Karbonat-Individuen umschlossen. Hier ist granoblastisch-polygonale Gleichgewichts-Textur bei Dolomit und Calcit

zu beobachten. Auch z.T. erhebliche Mengen von granoblastischem Quarz, verwachsen mit granoblastischem Karbonat, wurden in Kontaktnähe beobachtet (Abb.25). Der größte Teil an Nicht-Karbonaten entfällt auf Hellglimmer, der teils in Nestern auftritt, teils aber auch eingeregelt ist. Diese Einregelung zeigt lokal Überprägung in Form von "crenulation" (am "Mutenock-See", vgl. Abb.23). Dabei zeichnet der Hellglimmer abbildungskristallin die Faltung nach. An derselben Lokalität wurde auch ein nur ca.1cm breites, in den Marmor eingeschaltetes, kalksilikat-reiches Band gefunden. Hier trat folgende Assoziation auf: Tremolit, Kalifeldspat, Klinozoisit, Biotit und Sphen. Daneben fanden sich geringe Mengen an Quarz und Plagioklas.

Als besonders bemerkenswert erwies sich ein ca.10 cm mächtiges, gebändertes, kalksilikatreiches Gestein im Kontakt Marmor/Paragneis am Höhenweg zwischen Mutenock und "Am Joch". Schon im Gelände fiel die farblich hervortretende Bänderung auf. Die mikroskopische Untersuchung erbrachte folgende Zusammensetzung:

1. In unmittelbarer Nähe zum Marmor findet sich eine Zone mit rotem Granat. Einige Granate enthalten Diopsid-Einschlüsse. Oft sind Verwachsungen von Granat (und Diopsid) mit Klinozoisit zu beobachten (siehe Abb.26).
2. An diese Zone schließt sich eine Zone mit folgenden Kalksilikaten an: Diopsid (dominante Phase), Klinozoisit, Zoisit, Sphen, Quarz, Plagioklas und nur wenig Granat und Tremolit. Der Granat weist hier zahlreiche Diopsid-Einschlüsse auf. Es sei besonders hervorgehoben, daß sowohl der Granat als auch der Diopsid von Klinozoisit/Epidot korrodiert werden.
3. Noch weiter in Richtung Nebengestein findet sich eine schmale Zone, die teils eine Turmalin-, teils aber auch eine Tremolit (-Aktinolith) - Anreicherung aufweist.
4. In unmittelbarer Nähe zum Paragneis liegt eine Zone mit Klinozoisit/Epidot und Quarz.

Der Paragneis selbst setzt sich aus unregelmäßigem Biotit,

geregeltem Hellglimmer, Quarz und Plagioklas zusammen. Als Nebengemengteile treten Klinozoisit, Turmalin und Granat auf.

Hinsichtlich der Kalksilikate ist eine Ummantelung des Diopsid durch Granat bemerkenswert (Abb.26), weiterhin die Ummantelung des Tremolit durch Diopsid (entsprechend Abb.42) und die bereits bekannte Biotit/Phlogopit-Sprossung aus Tremolit und Kalifeldspat.

Die beschriebenen Zonen liegen jeweils im cm-Bereich. Verfolgt man sie im Streichen (anhand ihrer Farbe), so erkennt man, daß ihre Dicke variabel ist, sie auch zuweilen auskeilen und in unterschiedlicher Entfernung wieder einsetzen.

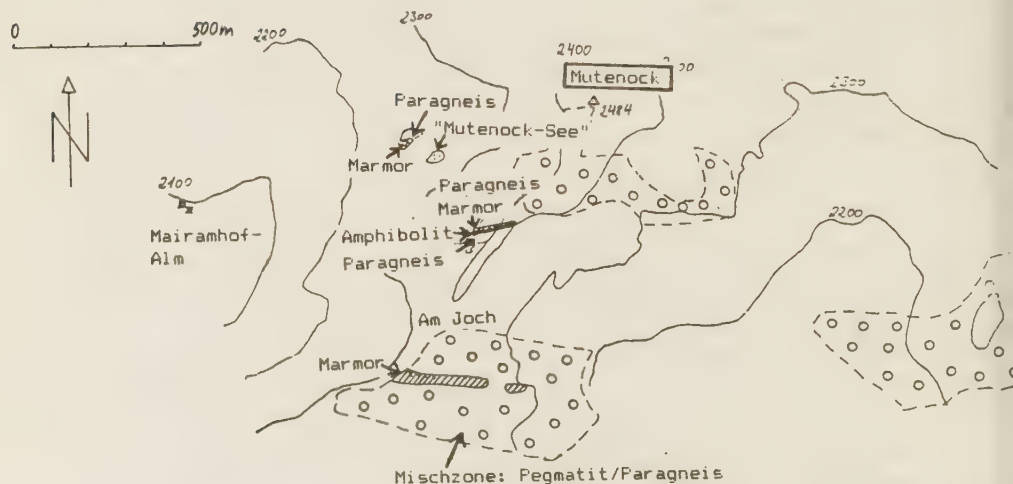
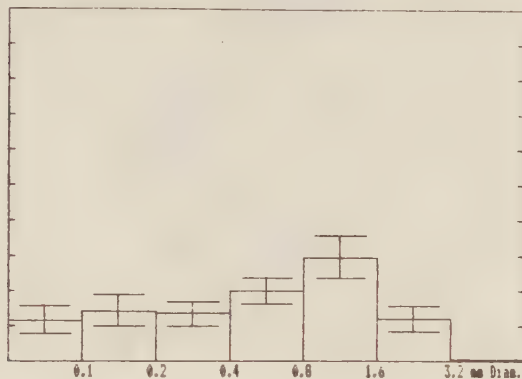


Abb.23: Lageskizze der Marmorauflüsse SW' des Mutenock-Gipfels (Nr.6 in Abb.1). Nach LIPPERT (1981) und KLEINSCHRODT (1982).

24a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: MUTENOCK

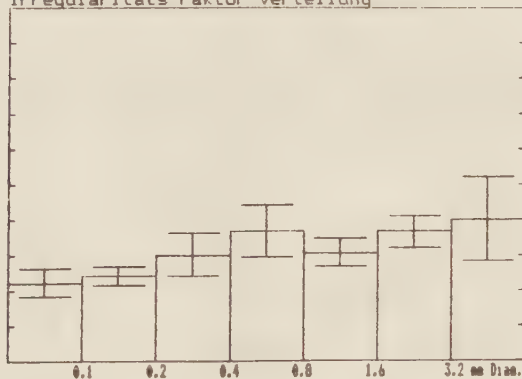
Anzahl Stichproben: 17

Anzahl ausgewerteter Körner: 2567

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	11.47	4.01
0.1 - 0.2 mm	14.18	4.32
0.2 - 0.4 mm	13.37	3.37
0.4 - 0.8 mm	19.53	3.04
0.8 - 1.6 mm	29.46	6.26
1.6 - 3.2 mm	11.81	3.47
3.2 - 6.4 mm	.13	.07

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: MUTENOCK

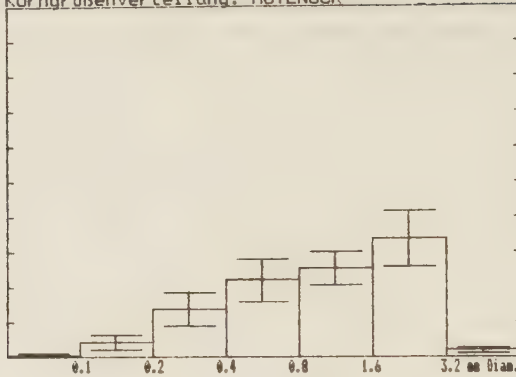
Anzahl Stichproben: 17

Anzahl ausgewerteter Körner: 2567

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.44	.08
0.1 - 0.2 mm	.48	.05
0.2 - 0.4 mm	.6	.12
0.4 - 0.8 mm	.73	.15
0.8 - 1.6 mm	.61	.08
1.6 - 3.2 mm	.73	.09
3.2 - 6.4 mm	.8	.24

24b: Korngrößenverteilung: MUTENOCK



Anzahl Stichproben: 17
Ausgewertete Gesamtfläche: 20.921 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.46	.26
0.1 - 0.2 mm	4.03	1.95
0.2 - 0.4 mm	13.37	4.68
0.4 - 0.8 mm	21.77	6.1
0.8 - 1.6 mm	25.1	4.86
1.6 - 3.2 mm	33.55	7.98
3.2 - 6.4 mm	1.66	.93

Abb.24: Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad der Proben vom Mutenock-Marmorzug.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



Abb.25: Granoblastisch-polygonaler Quarz und Calcit im Übergangsbereich zwischen Marmor und kalksilikatreichem Gestein.



Abb.26: Granat ummantelt Diopsid und enthält außerdem Einschlüsse von Sphen. Granat und Diopsid sind mit Klinozoisit verwachsen (rechts unten). Mutenock-Marmorzug.

7. Winnebachtal

Westlich anschließend an die Marmorzüge am Mutenock findet sich im Winnebachtal ein sehr gut aufgeschlossener Marmorzug (siehe Abb.27).

Die Anfärbung erbrachte ein Überwiegen des Calcits. Die mikroskopische Auswertung zeigte intensive plastische Deformationen innerhalb der Kristalle (Verzwilligung und Kinking). Hinzu kommen mehr oder weniger ausgeprägte Anzeichen für dynamische Rekristallisation. Bemerkenswert ist z.B. die starke Suturenierung der Korngrenzen bei den Altkörnern und die Bildung kleinkörniger Rekristallisate. Letztere hat große Korngrößenunterschiede innerhalb eines Schliffs zur Folge. Die vereinzelt auftretenden Dolomit-Kristalle sind ebenfalls verzwilligt und mit ihren Calcit-Nachbarn verzahnt. Der Schwerpunkt der Korngrößenverteilung liegt - bezüglich des Spektrums im Arbeitsgebiet - bei mittelkörnigen Proben (vgl. Abb.28). An nicht-karbonatischen Bestandteilen findet sich in erster Linie nach S eingeregelter Hellglimmer, in geringerer Menge treten noch Chlorit, Feldspat und Quarz auf. In einer (dolomitischen) Probe fand sich ein Silikatband mit Tremolit, Talk, Klinozoisit, Zoisit und Hellglimmer. Auch hier zeichnet der Hellglimmer, wie schon am Mutenock beobachtet, abbildungskristallin eine Faltung nach.

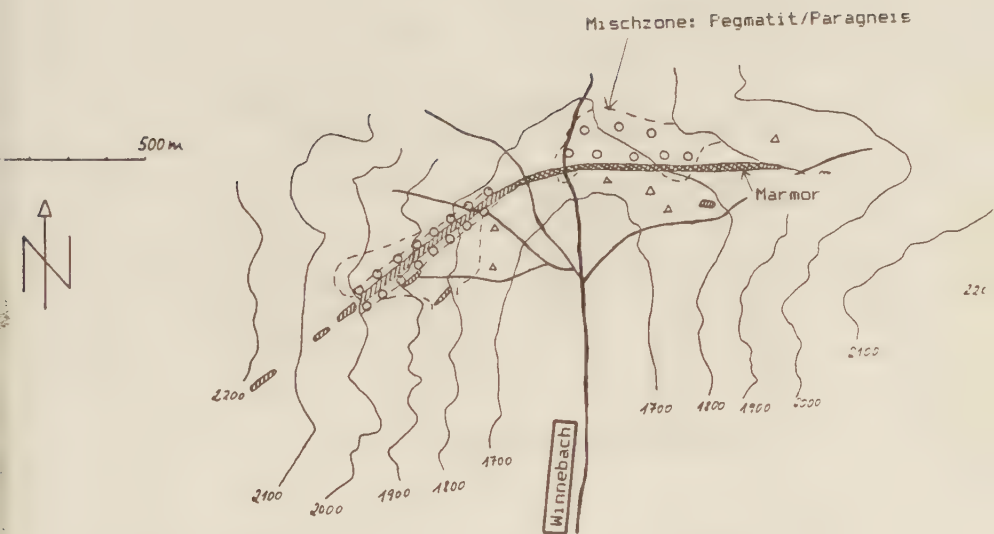
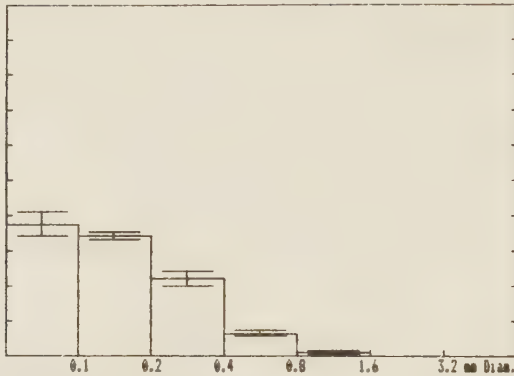


Abb.27: Lageskizze des Winnebach-Marmorzugs (Nr.7 in Abb.1). Nach KLEINSCHRODT (1982).

28a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler

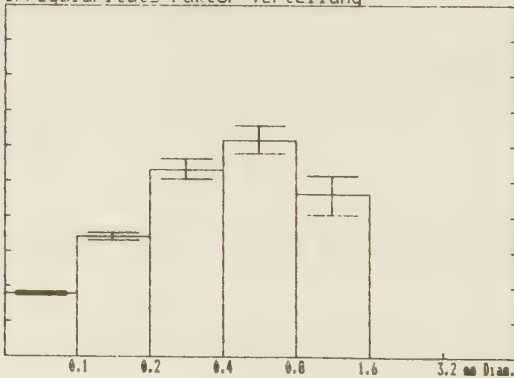


Datenblock: WINNEBACH-ZUG
Anzahl Stichproben: 26
Anzahl ausgewerteter Körner: 3981

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	37.32	3.5
0.1 - 0.2 mm	33.82	1.17
0.2 - 0.4 mm	21.73	2.07
0.4 - 0.8 mm	6.21	.86
0.8 - 1.6 mm	.86	.34
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

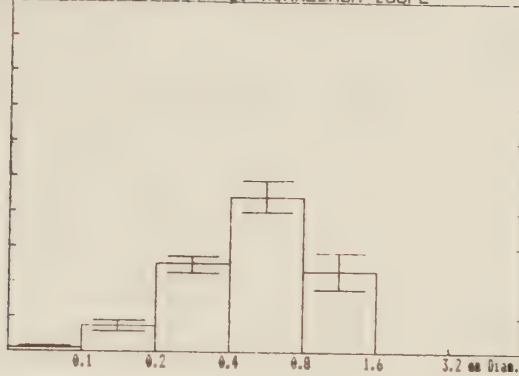


Datenblock: WINNEBACH-ZUG
Anzahl Stichproben: 26
Anzahl ausgewerteter Körner: 3981

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.35	.01
0.1 - 0.2 mm	.68	.02
0.2 - 0.4 mm	1.06	.06
0.4 - 0.8 mm	1.23	.08
0.8 - 1.6 mm	.92	.11
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

28b: Korngrößenverteilung: WINNEBACH-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 26
Ausgewertete Gesamtfläche: 1.289 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl. Fehler

0.1 mm	0.99	0.27
0.1 - 0.2 mm	7.21	1.54
0.2 - 0.4 mm	24.89	2.46
0.4 - 0.8 mm	44.82	4.52
0.8 - 1.6 mm	22.84	5.43
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.28: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Winnebach-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

8. Terentental

Verfolgt man den Winnebach-Marmorzug im Streichen nach Westen, so fällt im Westhang des Winnebachtals eine zunehmende Verwitterung auf. Am Westgrad selbst ist der Marmor nicht aufgeschlossen, tritt jedoch im Osthang des Terententals in Form mehrerer paralleler Züge wieder zutage. Die parallelen Teilzüge unterscheiden sich im Dolomitgehalt. Sie wurden jedoch gemeinsam als "Terentental-Zug" ausgewertet. Bereits im Gelände fielen lokale Anreicherungen an Chlorit und Talk im Dolomitmarmor auf. Der Marmorzug ist stark zerklüftet und teilweise auch erheblich verwittert.

Wie die Korngrößenverteilung (Abb.30) deutlich zeigt, liegt hier der Schwerpunkt auf - bezüglich des Spektrums im Arbeitsgebiet - mittelkörnigen Proben. Feinkörnige Rekristallisate sind insbesondere bei calcitreichen Proben zu finden. Teilweise treten sie auch als Hauptbestandteile eines Schliffs auf.

Bei dolomitischen wie auch bei calcitischen Proben finden sich bisweilen Mikro-Scherzonen, in denen Silikate angereichert sind (vgl.hierzu Tafel I, Abb.3 und 4). Für die Mikro-Scherzonen im Dolomit ist folgende Kalksilikat-Paragenese typisch: Tremolit, Chlorit, Talk, Sphen und teilweise auch Quarz.

In Abb.31 ist die partielle retrograde Umwandlung von Tremolit in Chlorit und Talk dargestellt. In tremolitreichen Zonen des Dolomit-Marmors ist Calcit das dominante Karbonat. In den nicht zerscherten Partien finden sich nur geringe Mengen (<5%) von Chlorit und Talk sowie Feldspat, Quarz und Hellglimmer.

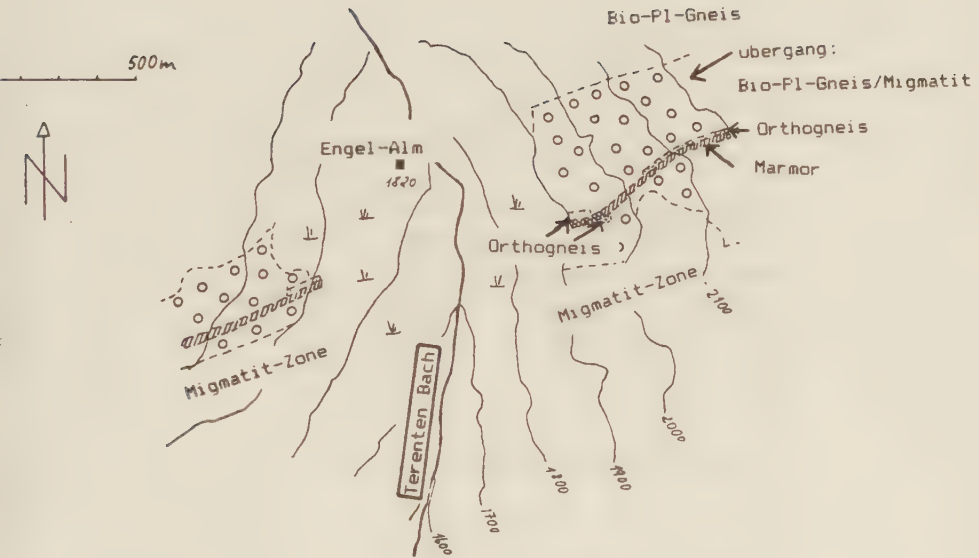
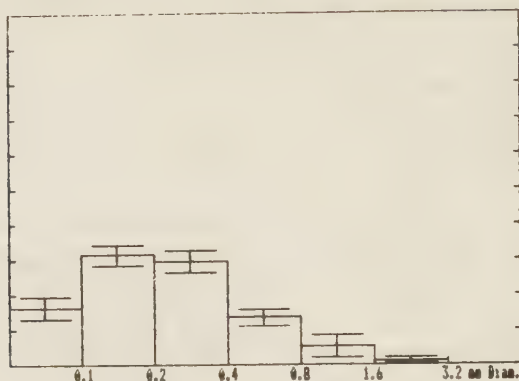


Abb.29: Lageskizze des Terentental-Marmorzugs (Nr.8 in Abb.1). Nach HOFMANN (1982).

30a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler

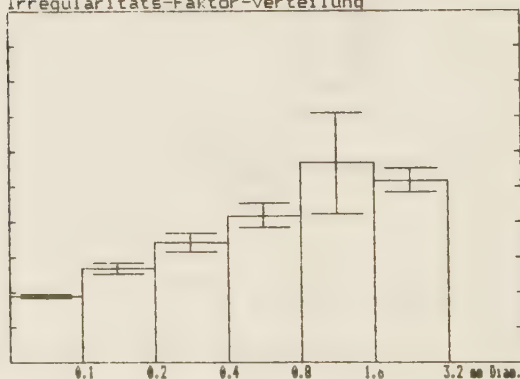


Datenblock: TERENTENTAL-ZUG
Anzahl Stichproben: 20
Anzahl ausgewerteter Körner: 2080

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	16.16	3.21
0.1 - 0.2 mm	31.09	2.72
0.2 - 0.4 mm	29.27	2.96
0.4 - 0.8 mm	13.18	2.44
0.8 - 1.6 mm	5.01	2.93
1.6 - 3.2 mm	1.02	.65
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

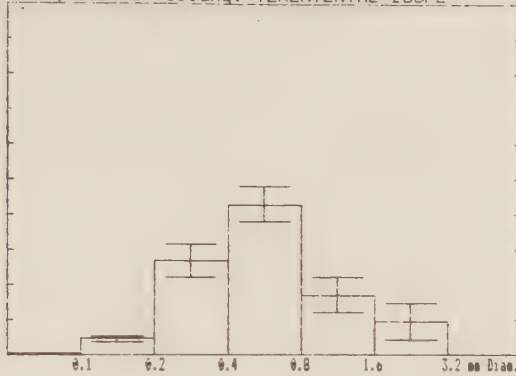


Datenblock: TERENTENTAL-ZUG
Anzahl Stichproben: 20
Anzahl ausgewerteter Körner: 2080

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.37	.01
0.1 - 0.2 mm	.53	.03
0.2 - 0.4 mm	.68	.05
0.4 - 0.8 mm	.83	.07
0.8 - 1.6 mm	1.13	.29
1.6 - 3.2 mm	1.03	.07
3.2 - 6.4 mm	0	0

30b: Korngrößenverteilung: TERENTENTAL-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 20
Ausgewertete Gesamtfläche: 5.451 cm²

Großenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.28	.1
0.1 - 0.2 mm	4.23	.69
0.2 - 0.4 mm	26.63	4.62
0.4 - 0.8 mm	42.62	5.25
0.8 - 1.6 mm	16.82	5.24
1.6 - 3.2 mm	9.37	5.28
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.30: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Terentental-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



Abb.31: Partielle retrograde Umwandlung von Tremolit in Mg-Chlorit (oben) und Talk (unten).

9. Schalder, Pfunders-Altkristallin

Wiederum weiter westlich im Arbeitsgebiet, nahe der Grenze zum Pennin, findet sich bei Schalder ein Marmorzug, der vegetationsbedingt nur am Weg von Pfunders nach Schalder beprobt wurde. Weiterhin findet sich auf der Westseite des Pfunderer Tals ein kleiner Marmor-Aufschluß, der möglicherweise nicht mehr dem Altkristallin, sondern der Matrei-Zone zugeordnet werden muß (OTTO, 1983). Eine Kartendarstellung dieser Marmor-Züge zeigen Abb.32 und Abb.33.

Die Proben von Schalder zeichnen anhand dunkler Silikatlagen eine intensive Faltung nach. Der Marmor ist stark zerschert, feinkörnig und überwiegend calcitisch. Er wird von Quarzgängen im cm-Bereich durchzogen. Auffällig sind weiterhin Drucklösungs-Erscheinungen in Form von zackigen Nähten mit ca.2cm Amplitude.

Die mikroskopische Betrachtung zeigt, daß ein Teil, oft auch die ganze Fläche eines Schliffs von feinkörnigen, unverzwilligten Rekristallisaten eingenommen wird (vgl. hierzu die Korngrößenverteilung, Abb.34).

An Nebengemengteilen finden sich Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas in den vornehmlich karbonatischen Bereichen. Der Quarz- und Silikatanteil liegt unter 5%.

In den Silikatbändern treten die folgenden Minerale auf:

Diopsid, Tremolit, Kalifeldspat, Biotit, Klinozoisit, Plagioklas, Zoisit, Sphen, Chlorit, Talk, Hellglimmer und Apatit. Biotit liegt wiederum in räumlicher Nähe zu zerschertem Tremolit, Kalifeldspat und Klinozoisit.

Teilweise ist er wie die begleitenden Minerale eingeregelt.

In diesem Fall zeigt er undulierende Auslöschung. In anderen Schliffen sind die Kalksilikate weniger zerschert und eingeregelt, hier sproßt der Biotit decussat.

Die Proben vom Marmor-Zug westlich Pfunders enthalten hingegen keine Kalksilikate. Sie sind durch einen bemerkenswerten Anteil an eingeregelter Hellglimmer gekennzeichnet. Sie sind überwiegend calcitisch, wobei die Kristalle - offenbar infolge intensiver Rekristalli-

sation - trotz scharfer Glimmer-Einregelung keine bemerkenswerte Formanisotropie aufweisen. Damit unterscheiden sich diese glimmerreichen Proben aus dem Altkristallin (oder aus der Matreizone s.o.) deutlich von den Kalkschiefern der geographisch eng benachbarten Oberen Schieferhülle (Pennin, vgl. Nr.15). Die Korngrößenverteilung ist in Abb.35 dargestellt.

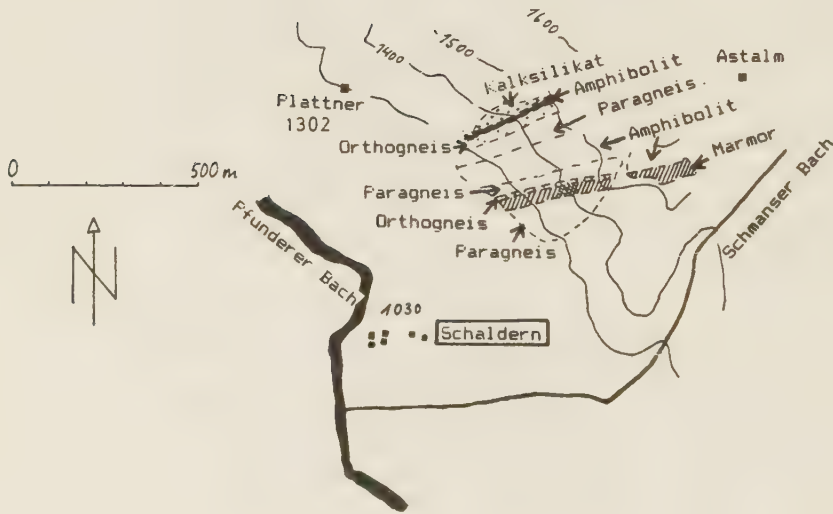


Abb.32: Lageskizze des Marmorzugs bei Schaldern (Nr.9 in Abb.1). Nach FRIEDRICH (1982).

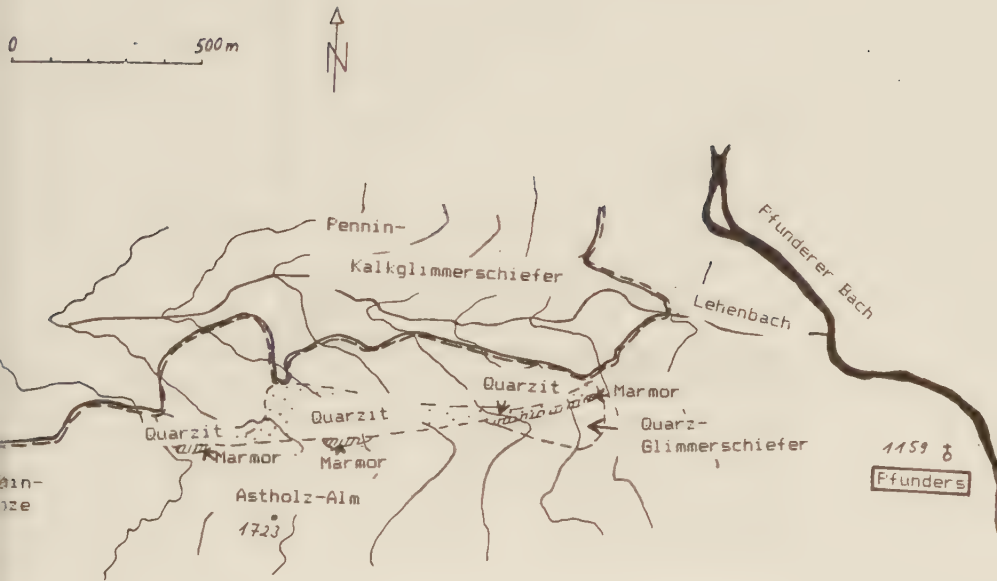


Abb.33: Lageskizze des Marmorzugs bei Pfunders (Nr.9 in Abb.1). Nach OTTO (1983).

34a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler

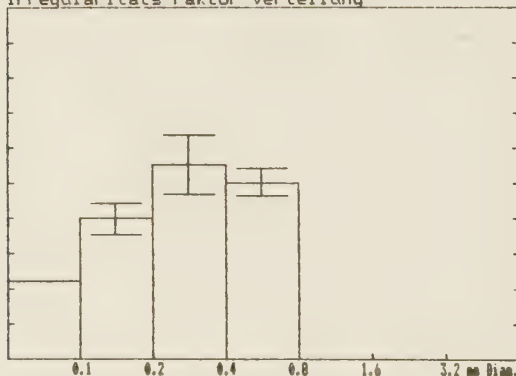


Datenblock: SCHALDERN-ZUG
Anzahl Stichproben: 13
Anzahl ausgewerteter Körner: 2756

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	51.02	7.5
0.1 - 0.2 mm	35.12	4.32
0.2 - 0.4 mm	12.49	3.39
0.4 - 0.8 mm	1.33	.57
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

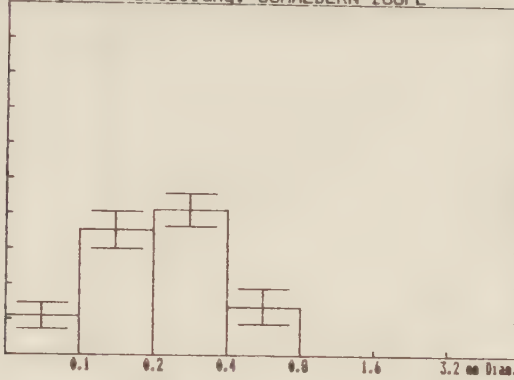


Datenblock: SCHALDERN-ZUG
Anzahl Stichproben: 13
Anzahl ausgewerteter Körner: 2756

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.44	0
0.1 - 0.2 mm	.79	.09
0.2 - 0.4 mm	1.1	.17
0.4 - 0.8 mm	1	.08
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

34b: Korngrößenverteilung: SCHALDERN-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 13
Ausgewertete Gesamtfläche: .426 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl. Fehler

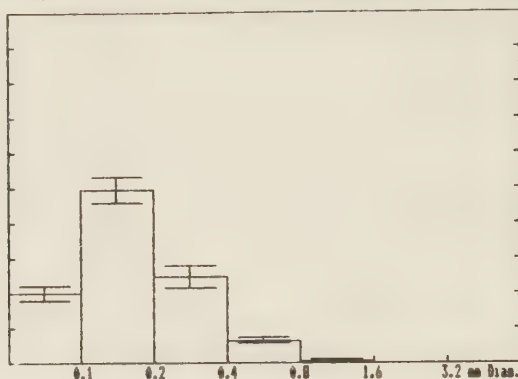
< 0.1 mm	10.62	3.63
0.1 - 0.2 mm	35.14	5.36
0.2 - 0.4 mm	40.64	4.73
0.4 - 0.8 mm	13.57	4.92
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.34: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Schaldern-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

35a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler

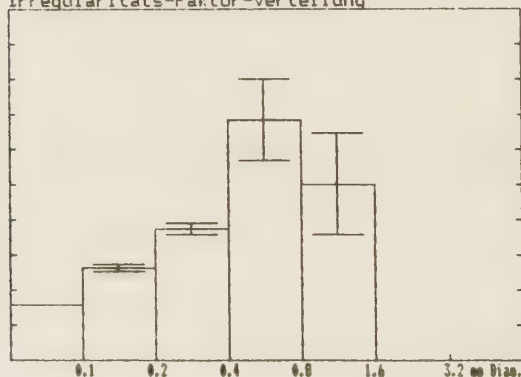


Datenblock: PFUNDERS-A-ZUG
Anzahl Stichproben: 5
Anzahl ausgewerteter Körner: 550

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	19.65	2.07
0.1 - 0.2 mm	49.05	3.76
0.2 - 0.4 mm	24.59	3.23
0.4 - 0.8 mm	6.23	.79
0.8 - 1.6 mm	.44	.27
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

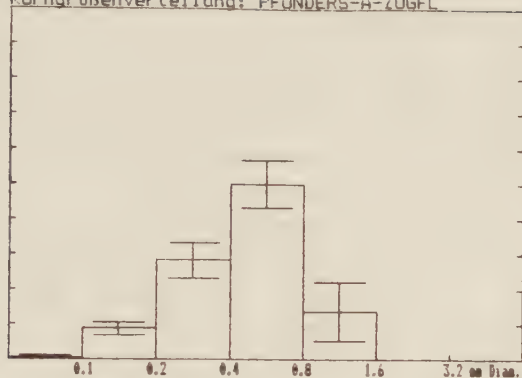


Datenblock: PFUNDERS-A-ZUG
Anzahl Stichproben: 5
Anzahl ausgewerteter Körner: 550

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.31	0
0.1 - 0.2 mm	.52	.02
0.2 - 0.4 mm	.74	.03
0.4 - 0.8 mm	1.36	.23
0.8 - 1.6 mm	1	.29
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

35b: Korngrößenverteilung: PFUNDERS-A-ZUGEL



Anzahl Stichproben: 5
Ausgewertete Gesamtfläche: .219 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	0.45	0.1
0.1 - 0.2 mm	8.53	1.89
0.2 - 0.4 mm	27.92	4.8
0.4 - 0.8 mm	49.72	6.79
0.8 - 1.6 mm	13.33	8.37
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.35: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Pfunders-Altkristallin-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

10. Fallmetzer. Valzarzer Joch

Die Serie von Marmorzügen wird im Westen am Fallmetzer (siehe Abb.36) und südöstlich des Valzarzer Jochs (Abb.37) fortgesetzt. So findet sich am Osthang des Fallmetzers ein umfangreicher Aufschluß eines Marmors mit dolomitischen und calcitischen Partien. Der Marmor ist oberflächlich verwittert und an Klüften in unregelmäßige Blöcke zerlegt. Schon im Gelände läßt sich lokal ein dichter Belag von Tremolit an den Kluftflächen feststellen. Die Mikrostruktur der dolomitreichen und der calcitreichen Marmor-Partien ähnelt den entsprechenden Verhältnissen im Terentental. Ein Vergleich von Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad (Abb.30, 38) bestätigt diese Beobachtung.

An Nebengemengteilen finden sich im Marmor geringe Mengen an Quarz, Hellglimmer, Talk und Chlorit, selten auch Plagioklas, Zoisit und Sphe. Talk und Chlorit sind z.T. miteinander verwachsen und treten meist unabhängig von anderen Silikaten auf. Auf Klüften im Marmor ist lokal reichlich Tremolit aufgewachsen, der teilweise an Rissen und Rändern eine Vertalkung aufweist.

Neben dem Aufschluß am Osthang des Fallmetzers findet sich noch südwestlich des nahegelegenen Valzarzer Jochs (am Skilift) ein unauffälliger Aufschluß mit silikatreichem Marmor.

Mikroskopisch wurde die folgende Mineral-Assoziation festgestellt: Plagioklas, Zoisit, Kalifeldspat, Tremolit, Biotit, Quarz, Sphe und Apatit. Auch hier wurde wie bei den bisherigen Aufschlüssen eine Biotit-Sprossung beobachtet.

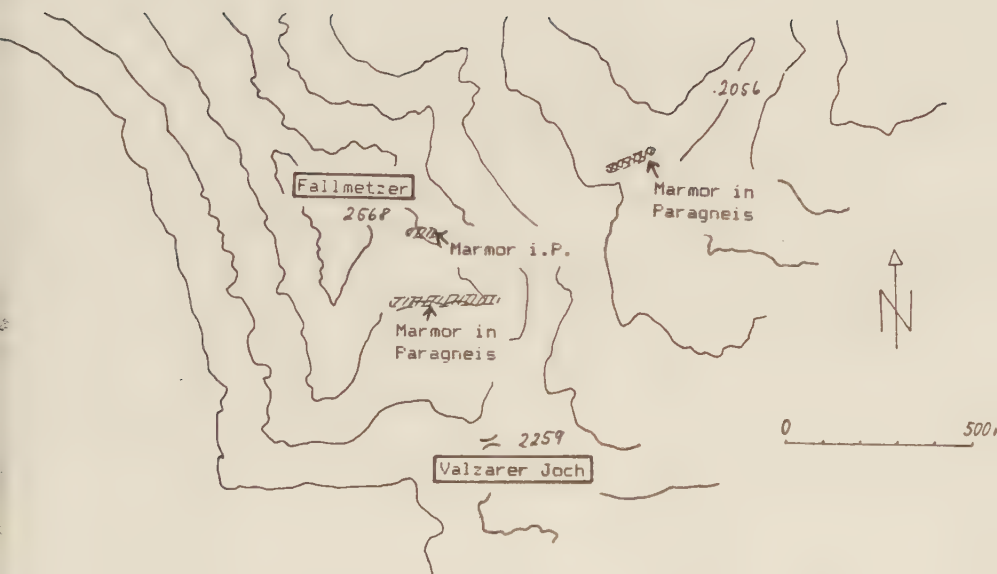


Abb.36: Lageskizze des Marmorzugs am Fallmetzer (Nr.10 in Abb.1). Nach OTTO (1983).

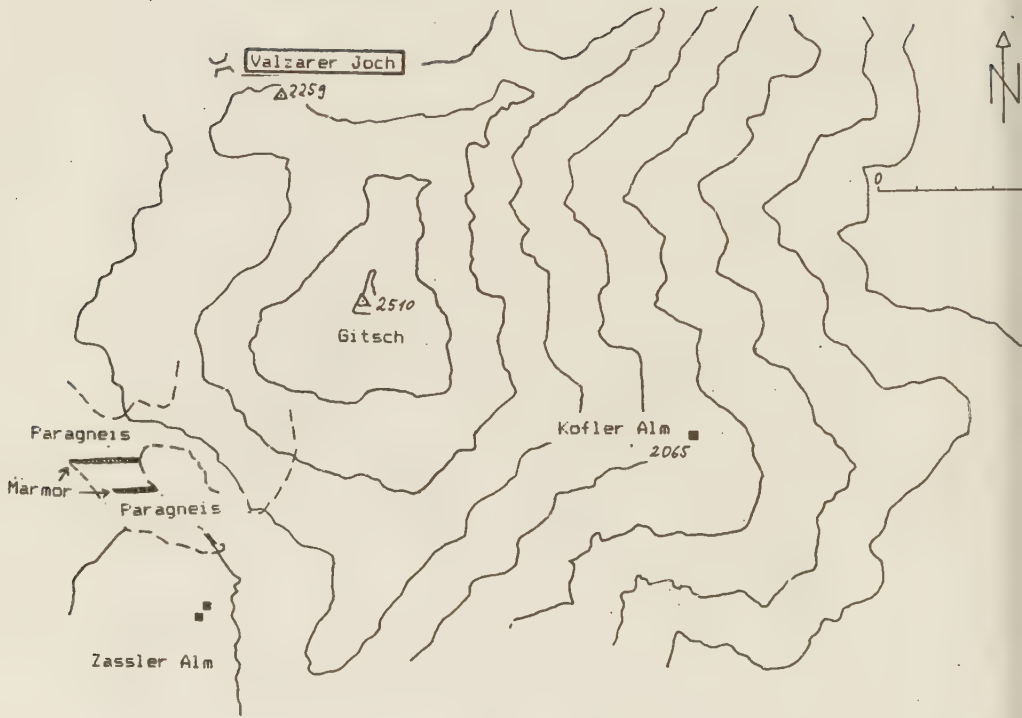
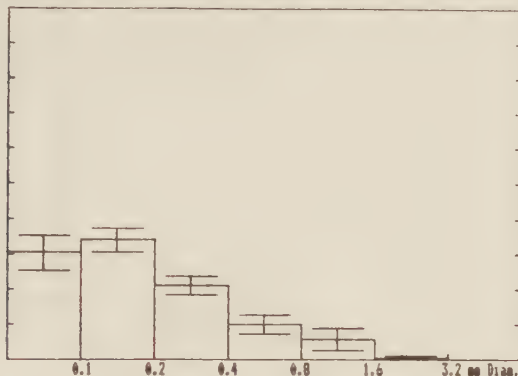


Abb.37: Lageskizze der silikatreichen Marmorbänder SSE' des Valzarzer Jochs. Nach HEERMANN (1983).

38a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler

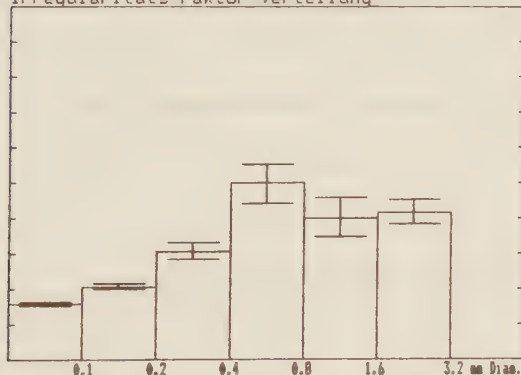


Datenblock: FALLMETZER-ZUG
Anzahl Stichproben: 25
Anzahl ausgewerteter Körner: 2814

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	30.03	4.9
0.1 - 0.2 mm	33.69	3.44
0.2 - 0.4 mm	20.77	2.45
0.4 - 0.8 mm	9.59	2.61
0.8 - 1.6 mm	5.44	3.04
1.6 - 3.2 mm	.43	.27
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

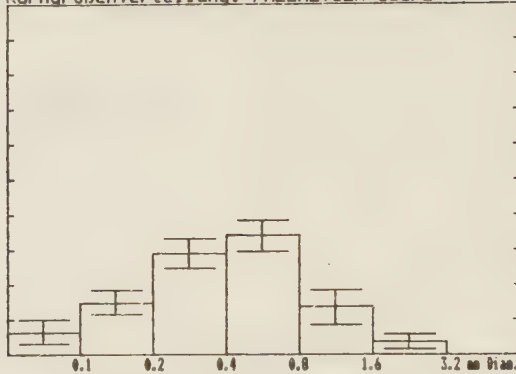


Datenblock: FALLMETZER-ZUG
Anzahl Stichproben: 25
Anzahl ausgewerteter Körner: 2814

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.31	.01
0.1 - 0.2 mm	.41	.02
0.2 - 0.4 mm	.61	.05
0.4 - 0.8 mm	.99	.11
0.8 - 1.6 mm	.8	.11
1.6 - 3.2 mm	.83	.07
3.2 - 6.4 mm	0	0

38b: Korngrößenverteilung: FALLMETZER-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 25
Ausgewertete Gesamtfläche: 3.9 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl. Fehler

< 0.1 mm	6.14	3.38
0.1 - 0.2 mm	14.66	3.53
0.2 - 0.4 mm	28.78	4.33
0.4 - 0.8 mm	33.7	4.68
0.8 - 1.6 mm	13.2	4.98
1.6 - 3.2 mm	3.48	2.17
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.38: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad des Fallmetzer-Marmorzugs.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

11. Rensen

Der westlichste der im Nordblock des Altkristallins bearbeiteten Marmorzüge liegt am Nordrand des Rensen-Massivs im Bereich des Kofel- und des Plattspitz (siehe Abb.39). Er ist in mehrere parallele Teil-Züge aufgespalten, von denen einer im unmittelbaren Kontakt mit granitisch-tonalitischem Gestein des alpinen Rensen-Massivs liegt. Im Gelände fielen bereits die geringen Kontaktauswirkungen des Granit auf den Marmor auf. So wurde nur an einer Stelle südwestlich des Kofelspitz eine ca.3cm breite Kalksilikatzone beobachtet. In unmittelbarer Nähe des Kontakts fand sich z.T. stark zerscherter Marmor, der aus feinkörnigen Rekristallisaten besteht, während in größerer Entfernung (einige Meter) vom Granit durchaus auch grobkörniger Marmor ansteht (siehe auch Korngrößenverteilung, Abb.40).

Die Verteilung von Dolomit und Calcit ließ sich teilweise bereits im Gelände feststellen, da dolomitreiche Bahnen im mm- bis cm- und sogar dm-Bereich durch geringere Verwitterung reliefartig hervorgehoben sind und einige Meter weit verfolgt werden konnten. Tafel II, Abb.1 zeigt einen Ausschnitt aus einer schmalen Dolomitbahn. Daneben treten auch einzelne große, suturierte Dolomitkristalle in ebenso grobkörniger Calcit-Matrix auf (Abb.41 und Tafel II, Abb.2 und 3).

Die mittelkörnigen Proben der Calcit- und Dolomit-Marmore zeigten unter dem Mikroskop ähnliche Verhältnisse wie sie im Terentental und am Fallmetzer vorliegen. Charakteristisch für den Rensen-Aufschluß sind jedoch die zusätzlich auftretenden grobkörnigen Marmore mit Calcit- und Dolomitkristallen bis 5mm Durchmesser. Diese grobkörnigen Marmore zeigen eine oft starke Suturaierung der Korngrenzen. Hierbei sind benachbarte Körner innig miteinander verwachsen, an Korngrenzen und Zwillingslamellen kommt es daneben zur Bildung feinkörniger Rekristallisate (siehe Abb.22).

Im Gegensatz zu den weiter östlich liegenden Aufschlüssen,

die ebenfalls grobkörnige Partien aufweisen, wurden hier erstmals rein dolomitische grobkörnige Marmore beobachtet. Hier ist keine auffällige Rekristallisationsneigung zu beobachten, hingegen die - auch für mittelkörnige Dolomitmarmore typische - Ausbildung rationaler Korngrenzen mit geringfügiger Verzahnung der Körner. Die hier ebenfalls vorkommenden mittel- grobkörnigen Calcitmarmore zeigen eine gegenüber den bisher beschriebenen Verhältnissen z.T. extrem gesteigerte Korngrenzenmobilität. Ansätze hierzu finden sich bereits im Calcitmarmor vom Winnebachtal/Terentental und Fallmetzer. Hierbei durchdringen sich benachbarte Körner gegenseitig, sodaß jedes Korn mit zahlreichen gewundenen Auswüchsen in den Nachbarkörnern fest verankert ist. Im zweidimensionalen Schnitt werden diese Verhältnisse unzulänglich dargestellt. Es fällt jedoch unter gekreuzten Nicols auf, daß gleichzeitig mit einem Korn scheinbar unzusammenhängende, in Nachbarkörner eingewachsene kleinere Körner auslöschen. Es sei darauf hingewiesen, daß in diesen Fällen die Korngrößenverteilung und der Irregulairitätsfaktor die Verhältnisse unzulänglich darstellen. Ausläufer eines Korns werden als selbständige Körner interpretiert, der erhebliche Sutureierungsgrad wird verkannt. Dieses Problem tritt jedoch nur in einzelnen Proben auf.

Die Kalksilikatprobe aus dem unmittelbaren Kontakt zum Granit-Tonalit enthält Diopsid, Tremolit, Zoisit, Klinozoisit, Epidot und Quarz. Die übrigen Proben aus dem Gneis-Kontakt setzen sich aus Zoisit, Klinozoisit, Epidot Diopsid, Quarz, Tremolit, Granat und in geringer Menge Plagioklas, Kalifeldspat, Sphen, Chlorit, Hellglimmer, Biotit und Apatit zusammen. Auch hier tritt wie beim Mutenock (vgl.Nr.6) eine Bänderung und Mineralsortierung in der Kontaktzone auf. Ebenso wie dort wird Tremolit-Aktinolith von Diopsid und dieser wiederum an anderer Stelle von Granat ummantelt (Abb.42 und 43). Auch sind alle drei Minerale, wie schon am Mutenock beobachtet, von Klinozoisit und Epidot korrodiert.

Eine Besonderheit des hier auftretenden Granats sind seine optisch anisotropen Zonen (Abb.43). Es sei hinzugefügt, daß Biotit-Sprossung in Anwesenheit von Kalifeldspat, Tremolit und Klinozoisit auftritt, was schon in den zuvor besprochenen Zügen beobachtet wurde.

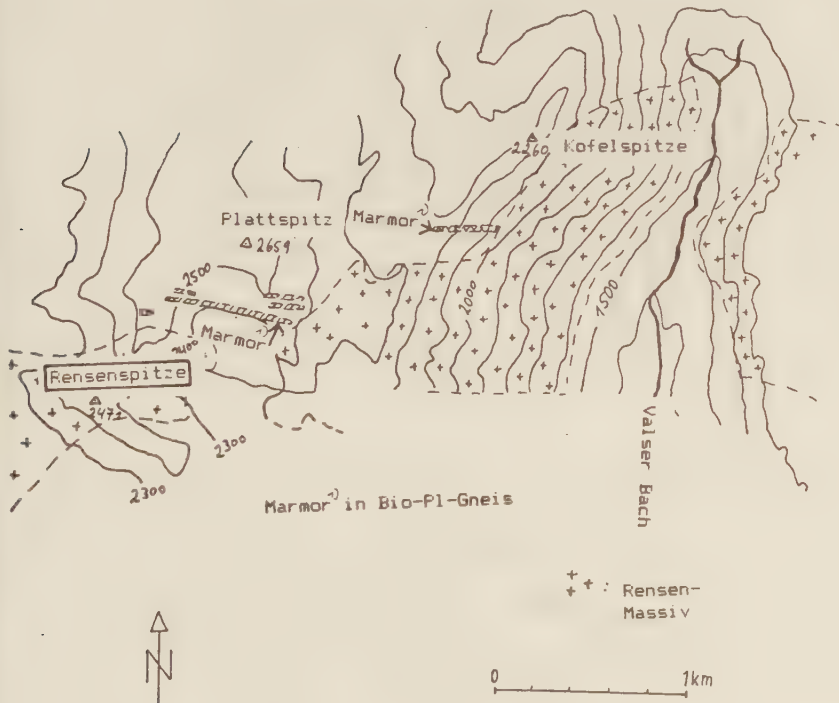
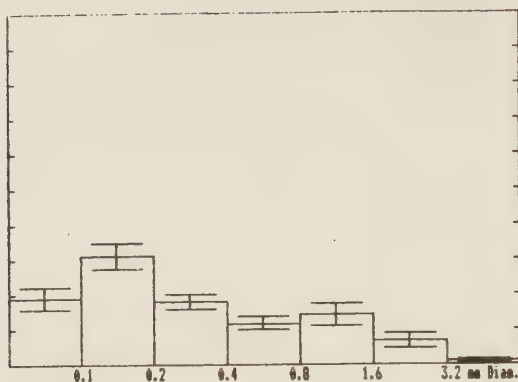


Abb.39: Lageskizze der Marmorzüge am Nordrand des Renssen-Massivs (Nr.11 in Abb.1). Nach GIZYCKI (1977).

40a: Mengenanteil (%) d.korngrößen m.Mittl.Fehler

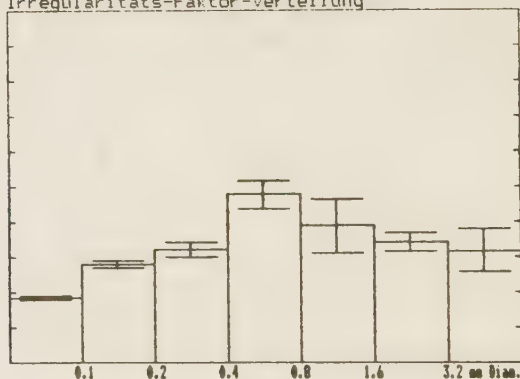


Datenblock: RENSEN-ZUG
Anzahl Stichproben: 41
Anzahl ausgewerteter Körner: 5352

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	18.73	3
0.1 - 0.2 mm	30.79	3.44
0.2 - 0.4 mm	17.7	2.27
0.4 - 0.8 mm	11.43	1.9
0.8 - 1.6 mm	13.94	3.39
1.6 - 3.2 mm	6.6	2.05
3.2 - 6.4 mm	.75	.33

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

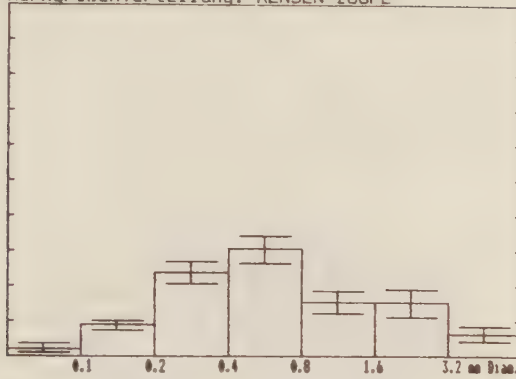


Datenblock: RENSEN-ZUG
Anzahl Stichproben: 41
Anzahl ausgewerteter Körner: 5352

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.36	.01
0.1 - 0.2 mm	.55	.02
0.2 - 0.4 mm	.64	.04
0.4 - 0.8 mm	.95	.08
0.8 - 1.6 mm	.77	.15
1.6 - 3.2 mm	.68	.05
3.2 - 6.4 mm	.63	.12

40b: Korngrößenverteilung: RENSEN-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 41
Ausgewertete Gesamtfläche: 28.133 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

Größenklasse	%-Anteil	Mittl.Fehler
< 0.1 mm	1.96	1.37
0.1 - 0.2 mm	8.47	1.52
0.2 - 0.4 mm	23.24	3.19
0.4 - 0.8 mm	30.17	3.88
0.8 - 1.6 mm	15.13	3.23
1.6 - 3.2 mm	14.86	3.87
3.2 - 6.4 mm	6.11	2.31

Abb.40: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Rensen-Marmorzugs.

a: Kornmenqen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



Abb.41: Verzahnte Dolomit- und Calcitkristalle in einem grobkörnigen Marmor. Rensen-Marmorzug.



Abb.42: Diopsid ummantelt Tremolit. Kalksilikatgestein am Rensen-Marmorzug.

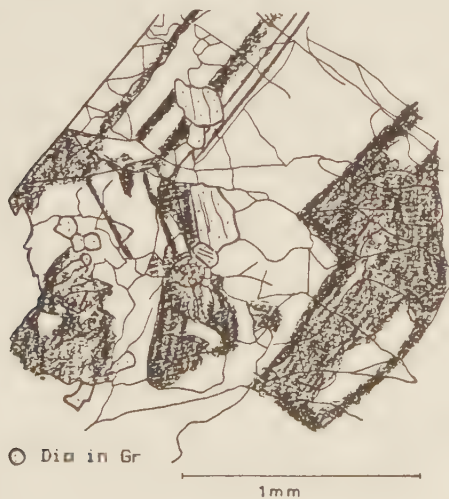


Abb.43: Diopsid-Einschlüsse in Granat. Bei gekreuzten Nicols sind anisotrope Zonen im Granat zu erkennen.

12. Egelsbach

Südlich von Unt.Egelsbach (östlich des Ahrentals im Altkristallin gelegen) wurden ergänzend zwei weitere Marmorproben bearbeitet. Sie stellen stark mit Kalksilikaten durchmischte Marmore dar, bei denen der Calcit mit granoblastisch-polygonaler Textur überwiegt. Hier sind Verzwillingung und Beginn einer Rekristallisation nur mäßig ausgeprägt.

Die zahlreichen Silikat-Anteile finden sich in homogener Mischung mit Karbonat oder auch in Bändern im cm-Bereich in Marmorpartien eingeschaltet. Sie bestehen aus Diopsid, Tremolit, Sphen, Hellglimmer, Kalifeldspat, Plagioklas, Zoisit, Klinozoisit, Biotit, Quarz und geringen Mengen Turmalin. Auch tritt die inzwischen bekannte Biotit-Sprossung auf.

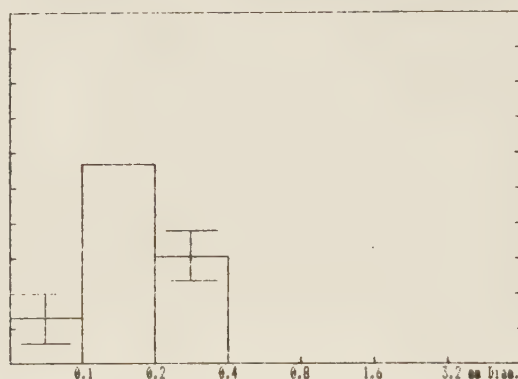
Proben aus dem Pennin, der Matreizone und von der Maulser Trias

Von Interesse sind schließlich Karbonat-Proben, die im Grenzbereich des Arbeitsgebiets zu Pennin und Matreizone im Norden zu finden sind. Daher wurden auch hier einzelne Proben untersucht. Die auffälligen Unterschiede zwischen dem nur schwach metamorphen mesozoischen Kalk von Mauls (nicht mehr zum Nordblock gehörig) und den alpin metamorph überprägten, ebenfalls mesozoischen Marmorbändern in der Oberen Schieferhülle (Pennin) sollen auch näher betrachtet werden.

13. Matrei-Zone, NE' von Luttach

Zwei Proben stammen aus der Matrei-Zone nordöstlich von Luttach (siehe Abb.1). Hier wurde im überwiegend aus feinkörnigem Calcit bestehenden Marmor eine bemerkenswerte Einregelung des Gefüges anhand von e-Zwillinglamellen und Hellglimmerindividuen beobachtet (siehe Abb.60). Ferner ist eine schwache Kornform-Anisotropie zu beobachten. Die Korngröße dieser Proben ist sehr einheitlich, die Korngrenzen sind glatt und Rekristallisationserscheinungen treten nur sehr selten auf (vgl. hierzu Korngrößenverteilung, Abb.44). Folgende Nicht-Karbonate wurden hier gefunden: Hellglimmer, Na-reicher Plagioklas, Quarz und Pyrit.

44a: Mengenanteil (%) d.korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: MATREI-ZUG

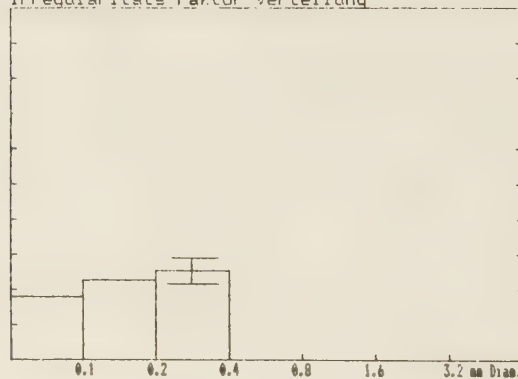
Anzahl Stichproben: 2

Anzahl ausgewerteter Körner: 383

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

0.1 mm	12.73	7.25
0.1 - 0.2 mm	56.76	0
0.2 - 0.4 mm	30.48	7.21
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: MATREI-ZUG

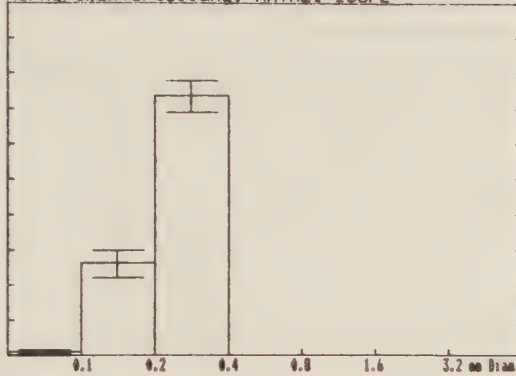
Anzahl Stichproben: 2

Anzahl ausgewerteter Körner: 383

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

0.1 mm	.35	0
0.1 - 0.2 mm	.45	.07
0.2 - 0.4 mm	.5	0
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

44b: Korngrößenverteilung: MATREI-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 2

Ausgewertete Gesamtfläche: .102 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.92	.6
0.1 - 0.2 mm	25.87	4.07
0.2 - 0.4 mm	73.19	4.67
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.44: Korngrößenverteilung und Sutureierungsgrad der Marmorprobe NW' des Sattelhorns (Matreizone).

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

14. Matrei-Zone, bei Luttach

Im Gegensatz zu der Darstellung in der geologischen Karte von SANDER (1921) wurde der Marmor an der Nord-Grenze des Serpentin-Zugs SW' des Ortes Luttach gefunden (siehe Abb.45). Hier wurden von in Talkschiefer eingebetteten Marmorlinsen 6 Proben genommen.

Die Anfärbung zeigt Überwiegend Calcit und nur im direkten Kontakt mit dem umhüllenden Talk überwiegt Dolomit.

Zwischen dem unmittelbaren Rand und dem Calcitkern schwimmen Dolomit-Blasten in Calcit-Matrix. Der dolomitische Rand selbst zeigt intensive Rekristallisation und Felderteilung ("sub-grain"-Bildung) bei größeren Körnern. Die Korngrenzen sind hierbei stark suturiert (Abb.47). Es sei darauf hingewiesen, daß der Dolomit hier keinerlei Verzwillingung zeigt.

Im Gegensatz dazu steht ein Lesestein, der am selben Ort gefunden wurde. Er besteht aus einem feinkörnigen, teilweise verzwillingten Dolomit-Marmor mit Calcit-Zwickeln und entspricht damit den Proben der nahegelegenen Altkristallin-Marmore beim Speikboden (Nr.1) und bei Mühlen (Nr.2). An Nicht-Karbonaten wurden lediglich Chlorit, Talk und amöbenförmiger Quarz (" SiO_2 ") gefunden.

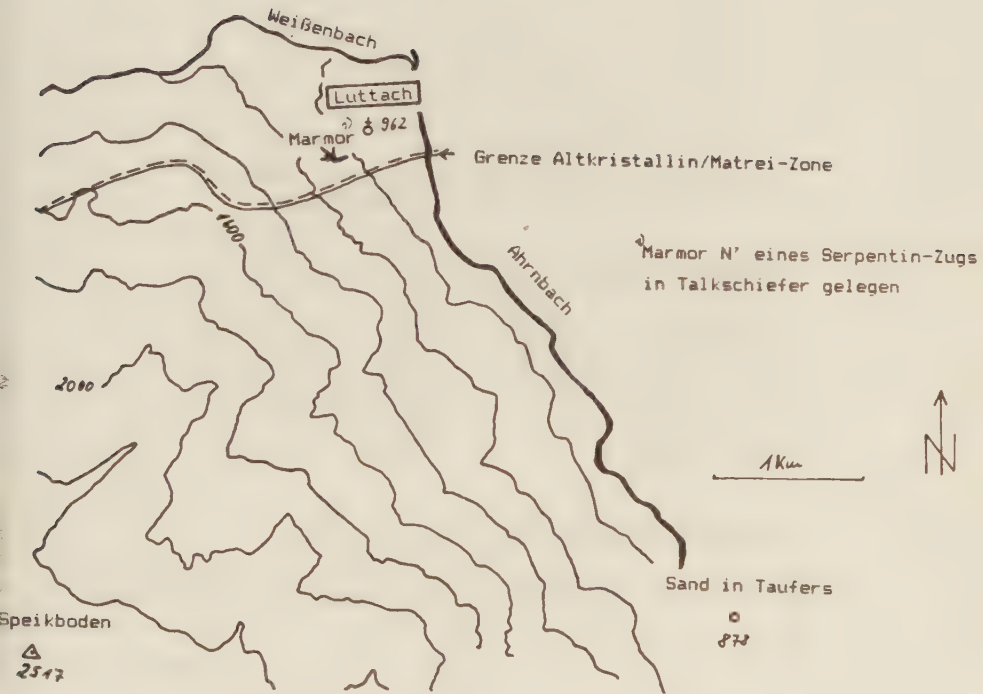
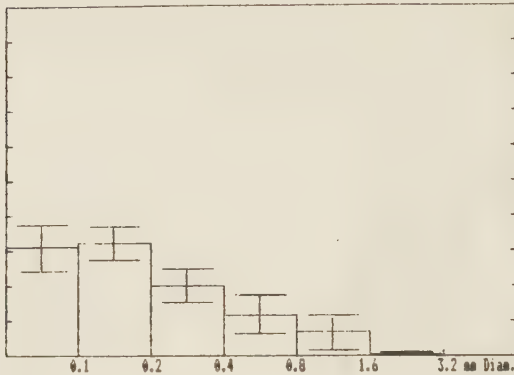


Abb.45: Lageskizze des Luttach-Marmorzugs (Nr.14 in Abb.1).

46a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: LUTTACH-D-ZUG

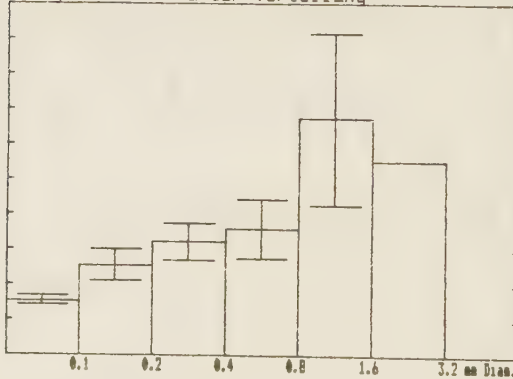
Anzahl Stichproben: 8

Anzahl ausgewerteter Körner: 1017

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	30.54	6.61
0.1 - 0.2 mm	31.73	4.79
0.2 - 0.4 mm	19.52	4.76
0.4 - 0.8 mm	11.4	5.47
0.8 - 1.6 mm	6.37	5.17
1.6 - 3.2 mm	.38	.38
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



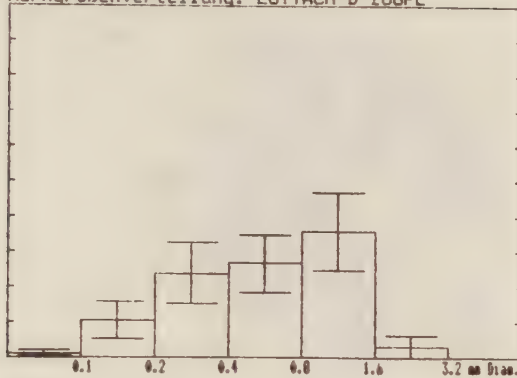
Anzahl Stichproben: 8

Ausgewertete Gesamtfläche: 1.102 cm²

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.61	.06
0.1 - 0.2 mm	1.01	.17
0.2 - 0.4 mm	1.27	.21
0.4 - 0.8 mm	1.42	.33
0.8 - 1.6 mm	2.68	.98
1.6 - 3.2 mm	2.2	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

46b: Korngrößenverteilung: LUTTACH-D-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 8
Ausgewertete Gesamtfläche: 1.102 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl. Fehler

< 0.1 mm	1.01	0.62
0.1 - 0.2 mm	10.27	5.3
0.2 - 0.4 mm	23.62	8.82
0.4 - 0.8 mm	26.38	8.04
0.8 - 1.6 mm	35.63	11.15
1.6 - 3.2 mm	3.05	3.05
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.46: Korngrößenverteilung und Sinterungsgrad der Proben des Luttach-Marmorzugs, Matrei-Zone (Nr.14 in Abb.1).

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



Abb.47: Dolomit im Kontakt mit Talkschiefer. Gegen Talk werden idiomorphe Dolomit-Rhomboeder gebildet. Im Dolomit ist starke Suturierung der Korngrenzen und sub-grain Bildung zu erkennen.

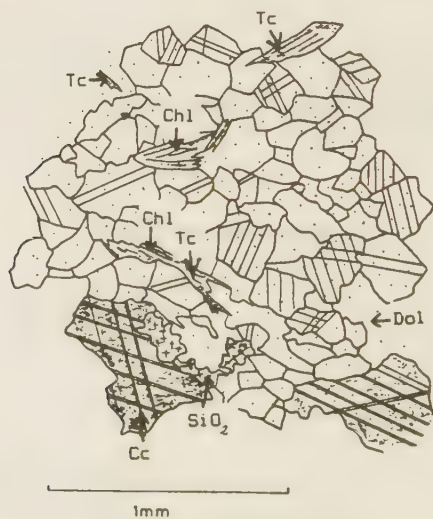
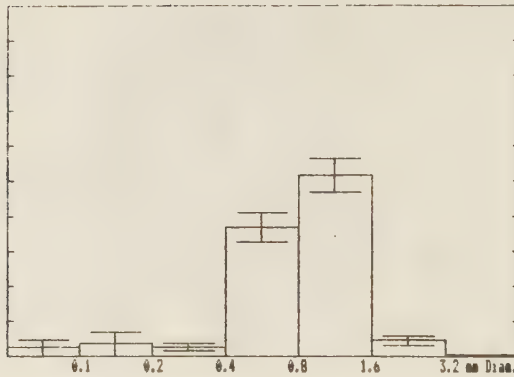


Abb.48: Feinkörniger Dolomit-Marmor mit Calcit-Zwickeln, amöbenförmigem Quarz ("SiO₂"), Talk und Mg-Chlorit. Luttach-Marmorzug.

15. Pennin. Obere Schieferhülle, bei Pfunders

Bei Pfunders treten einige untereinander benachbarte Marmorzüge und Marmorbänder auf, die teils noch im Altkristallin, teils schon im Pennin liegen. Der im Altkristallin (bzw. in der Matreizone) gelegene Marmorzug wurde bereits unter "Schalder und Pfunders Altkristallin" (Nr.9) beschrieben. Nun sollen Marmorbänder im dm-Bereich vorgestellt werden, die in die Obere Schieferhülle (Pennin) eingeschaltet sind. Die Grenze Nordblock/Obere Schieferhülle bei Pfunders ist in Abb.33 dargestellt. Die Pennin-Marmorbänder sind für eine separate Darstellung zu schmal. Von diesem schon bei oberflächlicher Betrachtung grobkörnig erscheinenden Marmor und von dem angrenzenden Kalkschiefer der Oberen Schieferhülle wurden einige Proben genommen. Auffällig ist bei dem Kalkschiefer das Auftreten eingeregelter Hellglimmerbahnen, entlang derer sich das Gestein leicht spalten läßt. Die Korngrößenverteilungen für Marmor und Kalkschiefer sind in den Abbildungen 49 und 50 dargestellt. Eine Anfärbung des Marmors mit Alizarin ergab, daß Calcit über Dolomit deutlich dominiert. Unter dem Mikroskop fand sich häufig eine granoblastisch-polygonale Textur mit nur geringer Verzwillingung und Überwiegend geraden Korngrenzen. Die einzelnen Dolomite sind ebenfalls nur schwach verzwillingt (Abb.51). An Nicht-Karbonaten ist im Marmor wenig Quarz und Hellglimmer (in einer Probe auch etwas Klinozoisit) enthalten, wobei eine Einregelung des Hellglimmers nur lokal auftritt (Abb.52). Die Bearbeitung des Kalkschiefers erbrachte neben der eben schon erwähnten Einregelung des Hellglimmers viel feinkörnigere Karbonat-Individuen mit Form-Anisotropie und Einregelung nach Kornform bei glatten Korngrenzen (vgl. hierzu die Korngrößenverteilung der Marmorbänder und des Karbonatanteils der Kalkschiefer, Abb.49 und 50).

49a: Mengenanteil (%) d.korngrößen m.Mittl.Fehler

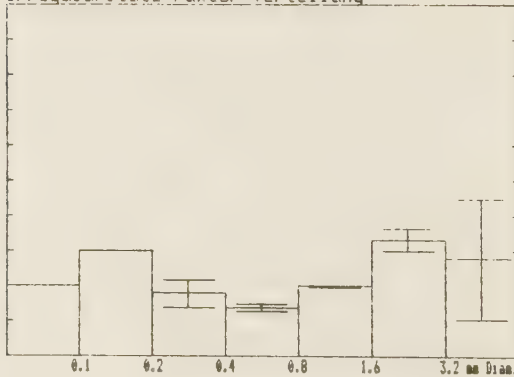


Datenblock: PFUNDERS-P-ZUG
Anzahl Stichproben: 15
Anzahl ausgewerteter Körner: 2503

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	2.17	2.17
0.1 - 0.2 mm	3.33	3.33
0.2 - 0.4 mm	2.45	.96
0.4 - 0.8 mm	36.41	4.18
0.8 - 1.6 mm	51.12	4.69
1.6 - 3.2 mm	4.38	1.29
3.2 - 6.4 mm	.08	.05

Irregularitäts-Faktor-Verteilung

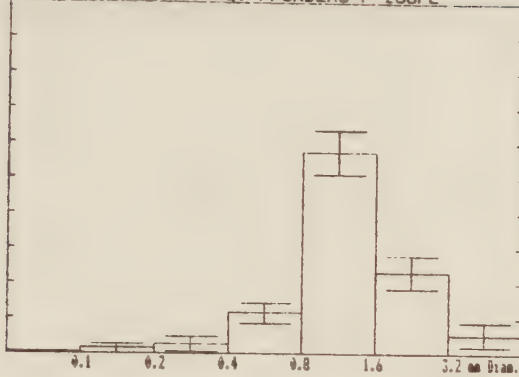


Datenblock: PFUNDERS-P-ZUG
Anzahl Stichproben: 15
Anzahl ausgewerteter Körner: 2503

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.4	0
0.1 - 0.2 mm	.6	0
0.2 - 0.4 mm	.35	.08
0.4 - 0.8 mm	.27	.02
0.8 - 1.6 mm	.39	.01
1.6 - 3.2 mm	.66	.06
3.2 - 6.4 mm	.55	.34

49b: Korngrößenverteilung: PFUNDERS-P-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 15

Ausgewertete Gesamtfläche: 19.158 cm²

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

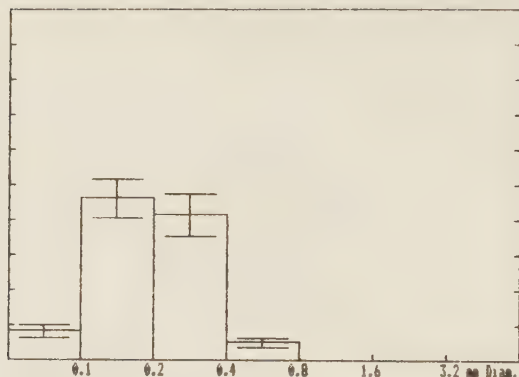
< 0.1 mm	.1	.1
0.1 - 0.2 mm	1.3	1.3
0.2 - 0.4 mm	2.38	2.32
0.4 - 0.8 mm	11.06	2.7
0.8 - 1.6 mm	57.13	6.09
1.6 - 3.2 mm	22.91	4.77
3.2 - 6.4 mm	5.08	3.5

Abb.49: Korngrößenverteilung und Sutureierungsgrad der Marmorbänder im Pennin bei Pfunders.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen

50a: Mengenanteil (%) d.Korngrößen m.Mittl.Fehler



Datenblock: PFUNDERS-P-SCHIEFER-ZUG

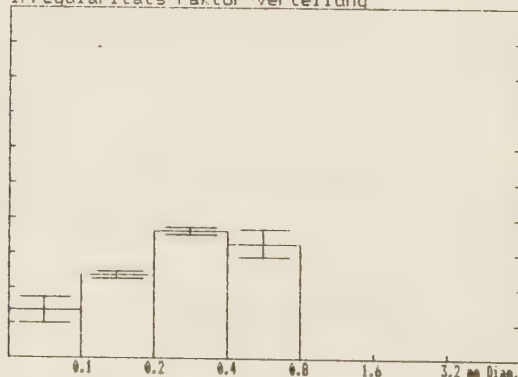
Anzahl Stichproben: 4

Anzahl ausgewerteter Körner: 294

Größenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

< 0.1 mm	7.99	1.95
0.1 - 0.2 mm	45.89	5.43
0.2 - 0.4 mm	41.16	6.03
0.4 - 0.8 mm	4.93	1.3
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Irregularitäts-Faktor-Verteilung



Datenblock: PFUNDERS-P-SCHIEFER-ZUG

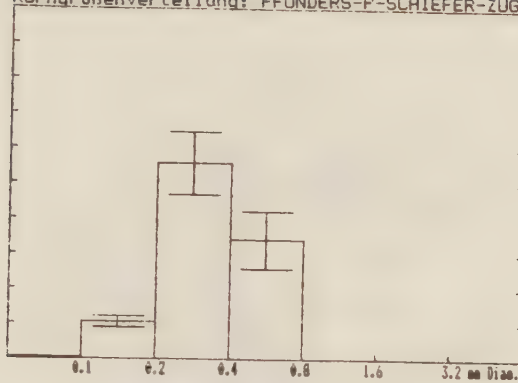
Anzahl Stichproben: 4

Anzahl ausgewerteter Körner: 294

Größenklasse Irreg.Faktor Mittl.Fehler

< 0.1 mm	.27	.07
0.1 - 0.2 mm	.47	.02
0.2 - 0.4 mm	.72	.02
0.4 - 0.8 mm	.65	.08
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

50b: Korngrößenverteilung: PFUNDERS-P-SCHIEFER-ZUGFL



Anzahl Stichproben: 4

Ausgewertete Gesamtfläche: .124 cm²

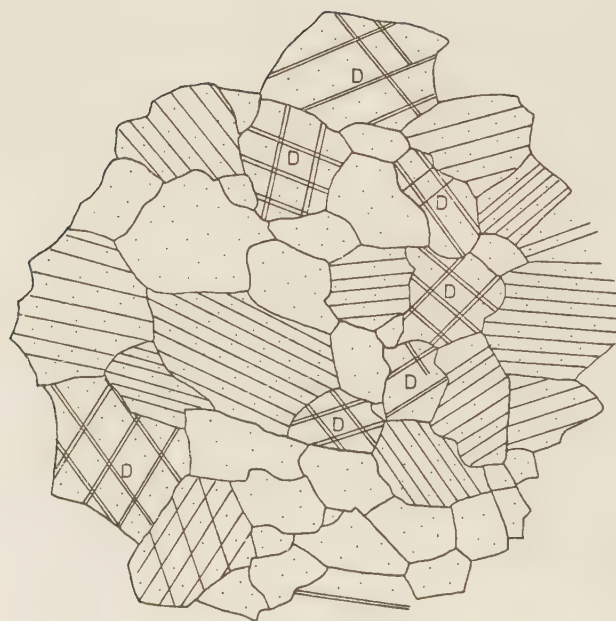
Großenklasse %-Anteil Mittl.Fehler

0.1 mm	.22	.04
0.1 - 0.2 mm	10.38	1.49
0.2 - 0.4 mm	55.62	8.92
0.4 - 0.8 mm	33.74	7.96
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb.50: Korngrößenverteilung und Sutureierungsgrad der Calcite im Kalkschiefer der Oberen Schieferhülle bei Pfunders.

a: Kornmengen%

b: Volumen% berechnet für kugelförmige Teilchen



1mm

D=Dolomit, Rest: Calcit

Abb.51: Granoblastisch-polygonale Textur in den Marmorbändern (Pennin) bei Pfunders.



Abb.52: Grobkörniger Marmor im Fennin bei Pfunders mit schwach ausgeprägter planarer Anisotropie.

16. Mauls

Im äußersten Westen des Arbeitsgebietes, jenseits des Rensen und (in Anbetracht des schwachen Metamorphosegrads der Trias-Kalke) nicht mehr zum Nordblock gehörend (HAMMERSCHMIDT 1982), wurde am östlichen Ortsende von Mauls ein Trias-Kalk beprobt. Die Proben sind nach SCHINDELMAYR (1968) stratigraphisch dem Ladin zuzuordnen. Im Gegensatz zu den bisher vorgestellten Marmorzügen des Altkristallins haben diese Karbonate keine präalpine Metamorphose und Deformation erlitten. Auch die alpine Metamorphose war offenbar wesentlich schwächer als bei den bisher besprochenen Zügen. Die feingeschichteten Mergel und Kalke sowie die massigen Dolomite sind im Gelände durch ihre roten, gelben und dunklen Partien auffällig (Eisengehalt). Klüfte und Dehnungsrisse sind lokal zahlreich vertreten, ebenso Stylolithen mit Amplituden im cm- bzw. mm-Bereich. Die breiteren sind zackig, die schmäleren weisen gerundete Formen auf.

Unter dem Mikroskop zeigte sich vorwiegend Mikrit, nur lokal hat Kornwachstum eingesetzt. Hier sind die Korn Grenzen suturiert. Dieser Mikrit ist von einem Netz von Klüften durchzogen, in denen gröberkörnige (bis 1mm ϕ), verzwillingte Dolomite und Calcite in granoblastisch-polygonaler Textur vorliegen. Des Weiteren ist der Mikrit von zahlreichen Hellglimmerbahnen durchzogen, wobei der Hellglimmer teilweise mit Pyrit assoziiert und generell eingeregelt ist. Hinzu kommen Bruchstücke größerer Karbonat- oder auch Quarz-Körner, die augenartig eingeschaltete Nester darstellen (siehe Abb.53).

Neben Quarz, Hellglimmer und Pyrit treten geringe Mengen an Feldspat, Talk und Chlorit auf. Die Abbildungen 53 bis 57 zeigen einige charakteristische Merkmale der Maulser Trias im Dünnschliff.

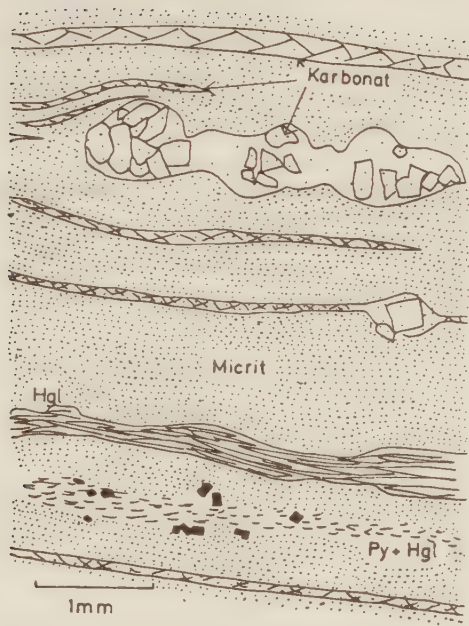


Abb.53: Schematisierte Darstellung der roten Kalke aus der Maulser Trias im Dünnschliff.



Abb.54: Lokal hat in den Kalken der Maulser Trias Kornwachstum eingesetzt. Die Korngrenzen sind suturiert.

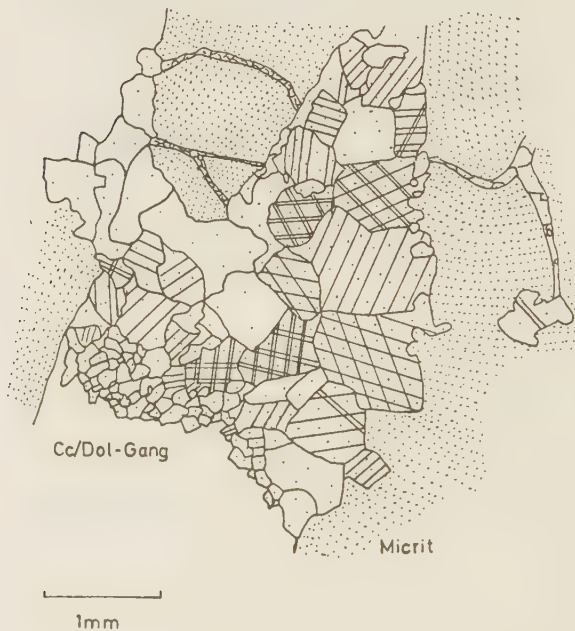


Abb.55: Gangfüllung aus Calcit und Dolomit in feinkörnigem Kalk der Maulser Trias.

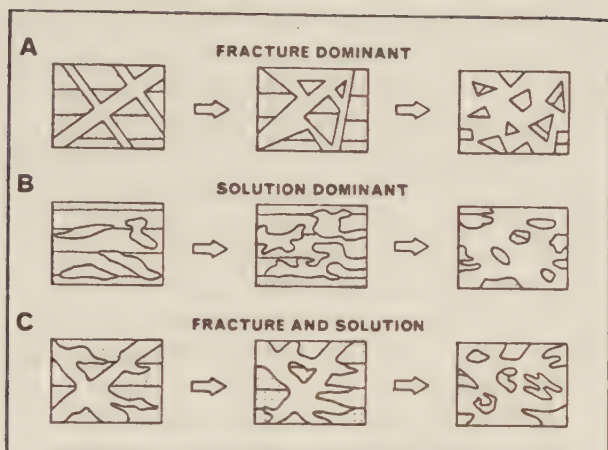


Abb.56: Darstellung des Einflusses von Bruch- und Lösungserscheinungen nach LOGAN (1976).



Abb.57: Ein Beispiel für Drucklösungserscheinungen in den Kalken der Maulser Trias.

Vergleich der Marmorzüge im Arbeitsgebiet

Wie bereits aus den vorangegangenen Kapiteln ersichtlich, zeichnen sich die Marmore in den meisten Fällen durch starke Inhomogenitäten aus. So schwanken Dolomitgehalt und räumliche Verteilung dolomit- bzw. calcitreicher Partien beträchtlich. Ebenso sind die beobachteten Korngrößenverteilungen nicht nur im gesamten Gebiet, sondern schon innerhalb eines Zuges sehr unterschiedlich. Vergleichbares gilt für den Grad der dynamischen (vgl. Diskussion) Rekristallisationsneigung und der mit ihr verbundenen Suturen der Korngrenzen.

Die Variationsbreite der Korndurchmesser im Arbeitsgebiet, aber auch bezüglich der Vergleichsproben aus Pennin und Matrei-Zone liegt zwischen ca. 10 μ m und ca. 5 mm. Relativ zum Gesamtspektrum im Arbeitsgebiet können anhand der Korngrößenverteilungen drei Marmor-Typen unterschieden werden: feinkörnige, mittelkörnige und solche, die aus mittel- und grobkörnigen Partien aufgebaut sind. Dies gilt gleichermaßen für Dolomit- und Calcit-Marmore, wobei jedoch deutliche Unterschiede im Deformations- und Rekristallisationsverhalten benachbarter Dolomit- und Calcit-Proben zu beobachten sind. Dies wird in den Kapiteln "Die kristallographische Orientierung in den Marmorzügen" und "Diskussion" näher erläutert.

Bei denjenigen Marmorzügen der Zone II, II/III, in denen die Rekristallisation infolge alpiner Deformation und Metamorphose am weitesten fortgeschritten ist, entfallen über 86% der Körner eines Zuges auf die ersten zwei Klassen ($\phi < 0,2$ mm). Es sind dies die Züge Speikboden (Nr. 1), Mühlen (Nr. 2) und Schalder (Nr. 9). Dies gilt auch für den in Zone I gelegenen Uttenheim-Zug, der jedoch durch seine Lage im unmittelbaren Einflußbereich der jungalpin stark beanspruchten Mylonit-Zone DAV (siehe geologische Einführung) eine Sonderstellung einnimmt.

Weiterhin wurden Marmorzüge in Zone I-II und II gefunden, bei denen schwermäßig mittelkörnige Proben auftreten (Nr. 7, 8 und 10).

Schließlich sind in Zone I-II sehr inhomogen aufgebaute Marmorzüge anzutreffen, bei denen neben mittelkörnigen, untergeordnet auch feinkörnigen Bereichen zusätzlich auch grobkörnige Bereiche auftreten (z.B. Nr.6 und 11). Vergleicht man die grobkörnigen Partien unterschiedlicher Marmorzüge in Zone I-II, so ist nach Mikrostruktur und Korngrößenverteilung eine große Ähnlichkeit festzustellen. Abb.58a zeigt die Korngrößenverteilung aller grobkörnigen Partien der Altkristallin-Marmore. Ihnen wird in Abb.58b die Korngrößenverteilung von grobkörnigen Pennin-Marmoren gegenübergestellt.

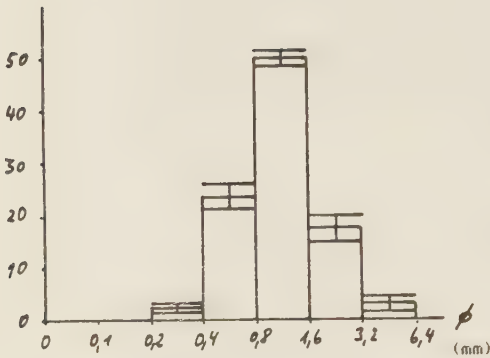
Während die erst mesozoisch sedimentierten, heute grobkörnigen Pennin-Marmore ihre erhebliche Korngröße während der alpinen Metamorphose entwickelt haben, zeigen Unterschiede in bezug auf die Mikrostrukturen und das angrenzende Gestein, daß die ähnlichen Korngrößen im Altkristallin und im Pennin auf unterschiedlichem Wege entstanden sein dürften. Diese Problematik wird in der Diskussion noch ausführlich behandelt.

Die große Ähnlichkeit der grobkörnigen Altkristallin-Marmor-Partien und die ebenfalls in Zone I-II gefundene Assoziation von grobkörnigen Marmoren mit den bereits von STÜCKHERT (1982) als präalpine Relikte erkannten Kalksilikaten wie Diopsid und Granat, läßt die Interpretation zu, daß hier Bereiche vorliegen, die von der alpinen Deformation (und Rekristallisation) weitgehend verschont blieben. Demnach könnte es sich hier um die gesuchten präalpinen Relikte handeln.

Abb.59 zeigt in dreidimensionaler Darstellung die relative Stellung der soeben beschriebenen schwerpunktmäßigen Typen. Hierbei wurde mit der Zusammenfassung der Klassen zu drei Klassen-Gruppen den oben beschriebenen Schwerpunkten Rechnung getragen. Hier wurden nur solche Züge eingetragen, deren Stichprobenzahl für eine angemessene Charakterisierung eines Zuges ausreicht.

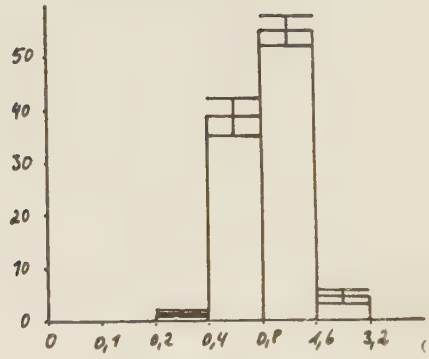
Kornmengen%

Kornmengen%



A

27 Proben
4258 Körner



B

14 Proben
2360 Körner

Abb.58: 58a zeigt die Korngrößenverteilung aller grobkörnigen Partien der Altkristallin-Marmorzüge. 58b zeigt die Korngrößenverteilung in den Marmorbändern der Oberen Schieferhülle (Pennin).

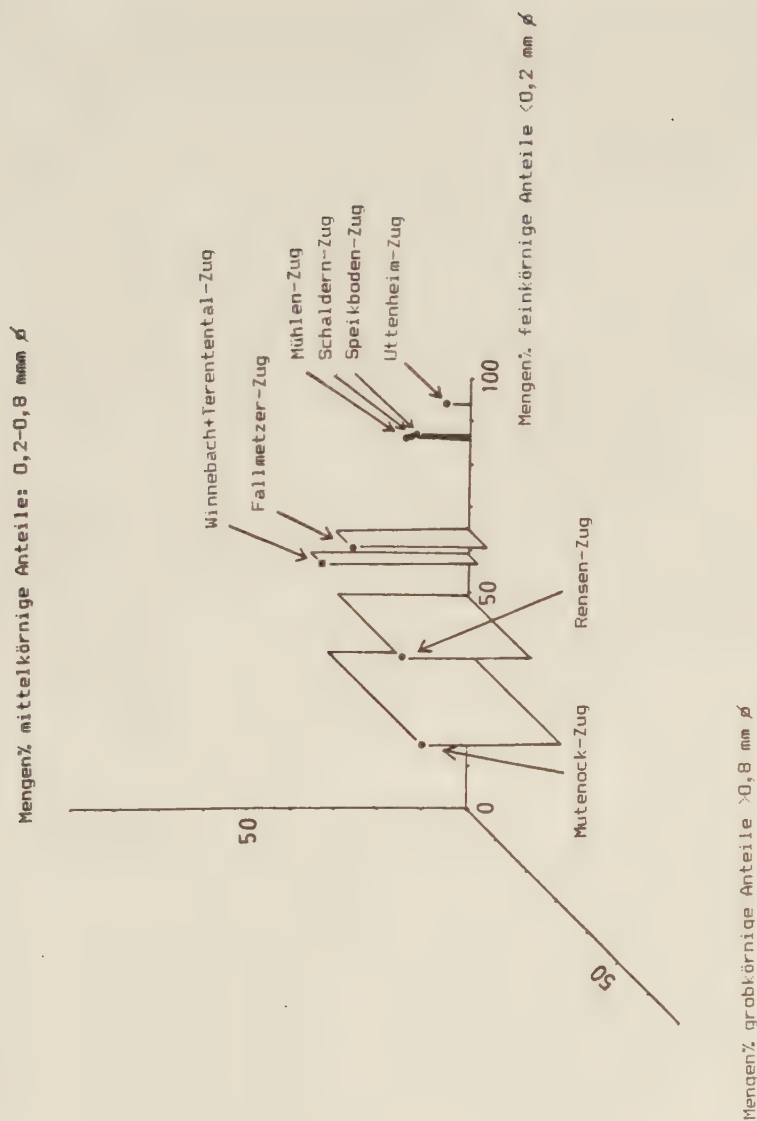


Abb.59: Darstellung des Anteils an fein- mittel- und grobkörnigen Karbonat-Kristallen in den Proben-Populationen der Marmorzüge.

Die kristallographische Orientierung in den Marmoren:

Aufbauend auf die c-Achsen-Analyse experimentell deformierter Dolomit- und Calcit-Marmore und der Untersuchung geologischer Proben lassen sich - unter gewissen Umständen - Rückschlüsse auf das Kräftefeld während der Deformation eines Marmors ziehen. Grundlagen hierzu und mögliche Folgerungen werden später diskutiert.

Hier soll zunächst nur die Symmetrie der c-Achsen-Verteilungen vorgestellt werden. Als Bezugspunkt gilt (sofern erkennbar) eine planare Anisotropie (S), die teils durch eingeregelter Schichtsilikate, teils nur durch eine schwache Kornform-Anisotropie nachgezeichnet ist.

Fehlen eingeregelter Schichtsilikate, so ist die Lage von S nicht präzise definiert.

Gegenüber den Dolomit-Proben zeichnen sich die Calcit-Proben eines Zuges durch intensivere Verzwillingung und stärkere Rekristallisation aus. Dies gilt besonders für mittelkörnige Marmor-Proben.

Intensive Verzwillingung und Rekristallisation erschweren das Einmessen der c-Achsen beim Calcit (siehe Diskussion). Daher wurden für einen Vergleich der kristallographischen Einregelung der fein-, mittel- und grobkörnigen Proben in Zone I/II bis II/III in erster Linie Dolomit-Proben herangezogen.

Eine Sonderstellung nimmt die mittelkörnige Calcit-Marmor-Probe aus der Matreizone ein, deren ausgeprägte e-Lamellen-Einregelung dokumentiert wird. Die Zeichnung der Kornumrisse, der geringe Irregularitätsfaktor und die einheitliche Korngröße zeigen, daß diese Probe keine erkennbaren Anzeichen für Rekristallisation aufweist. Vergleichbare Calcit-Proben wurden im Altkristallin nicht gefunden. Von Interesse ist weiterhin ein Vergleich der Calcit- und Dolomit-Einregelung bei Proben, die in unmittelbarer Nachbarschaft entnommen wurden. Die Annahme, daß vergleichbare Druck- und Temperatur-Bedingungen herrschten, erscheint in diesen Fällen gerecht-

fertigt. Neben dem Vergleich einer reinen Dolomit-Probe mit einer reinen Calcit-Probe vom Fallmetzer-Zug (Nr.10), Zone II, wurde schließlich noch eine grobkörnige Probe vom Mutenock-Zug (Nr.6), Zone I/II, mit einem Verhältnis Dol:Cc von ca.3:2 untersucht. Da eine homogene Mischung von Dolomit und Calcit vorliegt, ist der Kontakt Dol/Dol und Cc/Cc nur noch selten gewährleistet. Es ergibt sich die Frage, welche Folge dies für die Calcit-bzw. Dolomit-Einregelung hat.

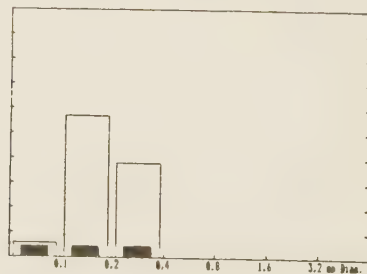
Bei jeder untersuchten Probe wird eine Zeichnung der Kornumrisse, die Korngrößenverteilung und der Suturierungsgrad der Kornklassen zusätzlich zum c-Achsen-Diagramm vorgestellt. Die Darstellung des Diagramms erfolgt in einem flächentreuen "Schmidt'schen Netz". bei der Konturierung sind Kornmengen%-Gruppen pro 1% Fläche dargestellt. Je höher die c-Achsen-Dichte, desto engständiger ist die Punktierung.

Eine Beschreibung erfolgt jeweils im Anschluß an die Zeichnungen.

60a:



60b: Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor



Histogramm Daten:
Datenblock: MATREI-ZUG
Schliff-Nr.: M4 21==
Anzahl ausgewerteter Körner: 154

Größenklasse	%-Anteil	Irreg.koeff.
< 0.1 mm	5.47	.4
0.1 - 0.2 mm	50.8	.4
0.2 - 0.4 mm	37.7	.4
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

60c:

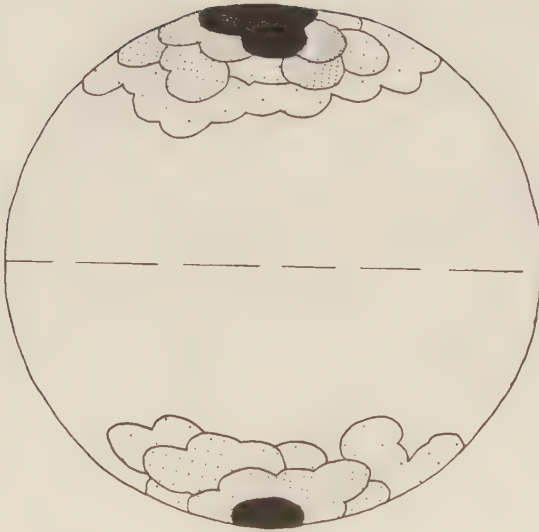
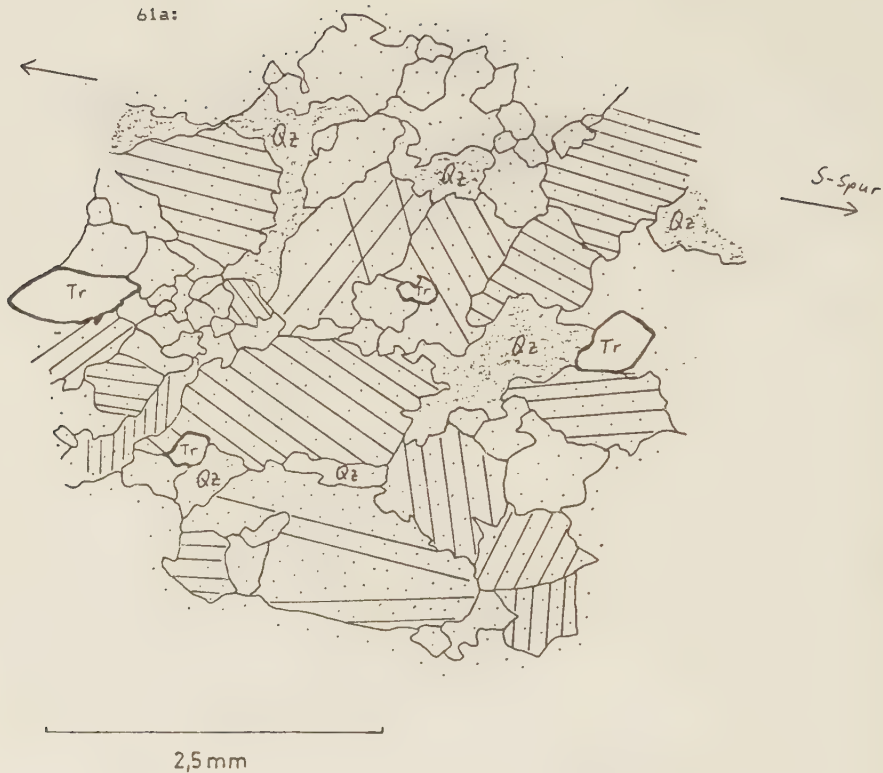


Abb.60 zeigt einen mittelkörnigen Calcit-Marmor aus der Matrei-Zone NW' des Sattelhorns (Nr.13). Die Probe enthält neben Calcit ca.10% Quarz, Feldspat, Hellglimmer, Pyrit und Dolomit. Die Mikrostruktur ist Abb.60a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad sind in Abb.60b dargestellt.

Das c-Achsen-Diagramm (Abb.60c) ist aus 244 e-Lamellen-Polen zusammengestellt (1-3; 3-5; 5-7; 7-9; 9-12 Korn% je 1% Fläche. Die S-Spur ist durch eingerelte e-Lamellen, Hellglimmer und eine schwache Kornform-Anisotropie nachgezeichnet.

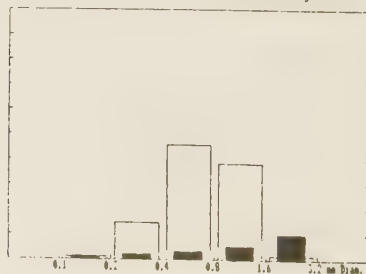
Bemerkenswert ist das Fehlen kleiner Rekristallisate und die glatten Korngrenzen. Mittelkörnige Calcit-Marmore dieser Art wurden im Altkristallin nicht gefunden.

61a:



61b:

Mengenanteil (%) d. Korngrößen m. Irreg. Faktor



Histogramm Daten:

Datenblock: FALLMETZER-ZUG

Schl.-Nr.: 9.2a.80

Anzahl ausgewerteter Körner: 165

Größenklasse %-Anteil Irreg. Faktor

Größenklasse	Größenklasse	Größenklasse
< 0.1 mm	0	0
0.1 - 0.2 mm	16.5	1
0.2 - 0.4 mm	14.5	1
0.4 - 0.6 mm	45.4	1
0.6 - 1.0 mm	38.1	1
1.0 - 2.0 mm	1.2	1
> 2.0 mm	0	0

61c:

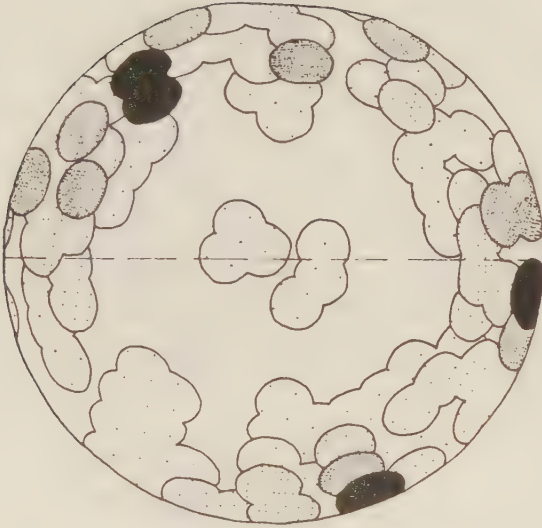


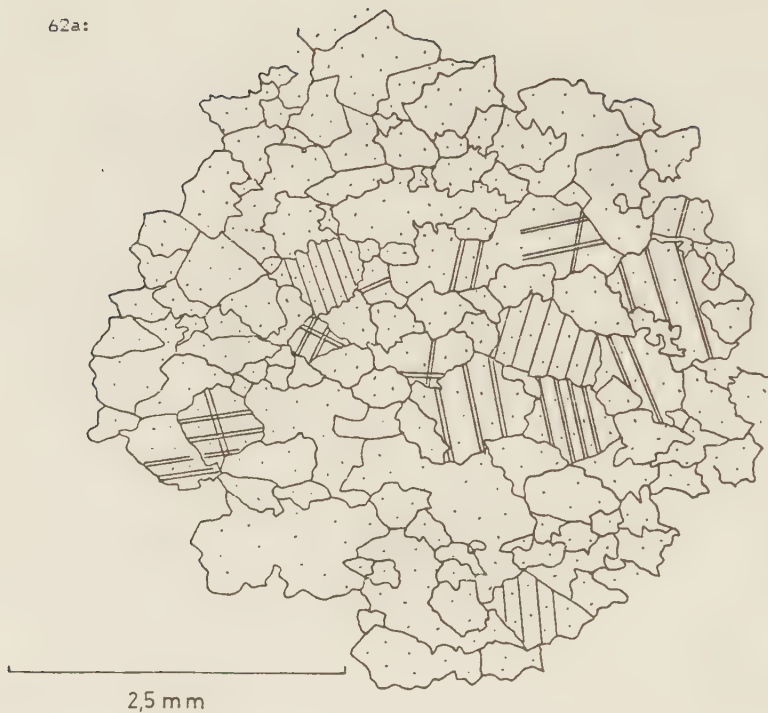
Abb.61 zeigt eine grobkörnige Calcit-Marmor-Probe aus Zone II vom Fallmetzer (Nr.10). Sie enthält ca.10% Quarz, der auf subparallelen Scherzonen eingedrungen ist und rekristallisiert. Diese Bahnen markieren eine Foliation (S), was bei starker Vergrößerung allerdings nicht gut zu erkennen ist. Tremolit ist in S eingeregelt, mit der Längsachse senkrecht zur Zeichenebene.

Bei 9 Körnern konnte nach der Methode von BORG und TURNER (1953) definiert werden, welcher Teil des Korns in Zwillings-Stellung vorlag. Demnach weisen die c-Achsen der Altkörner einen größeren Winkel zu S auf, während die c-Achsen der Zwillinge subparallel zu S liegen. Dies wurde schon von BORG et al.(1953) beobachtet (siehe auch Diskussion). Die Mikrostruktur ist Abb.61a zu entnehmen, die Korngrößenverteilung und der Suturierungsgrad sind in Abb.61b dargestellt.

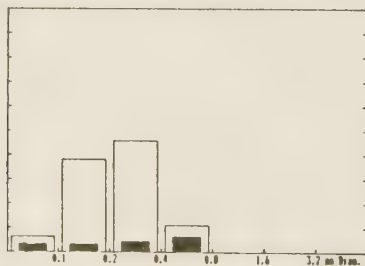
Das c-Achsen-Diagramm von 226 Calcit-c-Achsen (Abb.61c) wurde aus 217 Körnern zusammengestellt. Bei 208 Körnern wurde nur der dominante Kornteil berücksichtigt. Bei 9 Körnern konnte die jeweilige c-Achse von Zwilling und Altkorn zugeordnet werden.

Die S-Spur ist durch die Quarz-Bahnen vorgegeben, außerdem druch die Einregelung der Tremolite, deren Längsachse eine Symmetrie-Achse (b) senkrecht zur Zeichenebene markiert.

62a:



62b: Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor



Histoaramdaten:
 Datenblock: FALLMETZER-ZUG
 Schluff-Nr.: 17, 36.A
 Anzahl ausgewerteter Körner: 70

Größenklasse %-Anteil Irreg.Koeff.

< 0.1 mm	6.06	.3
0.1 - 0.2 mm	37.8	.3
0.2 - 0.4 mm	45.4	.4
0.4 - 0.8 mm	10.6	.6
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

62c:

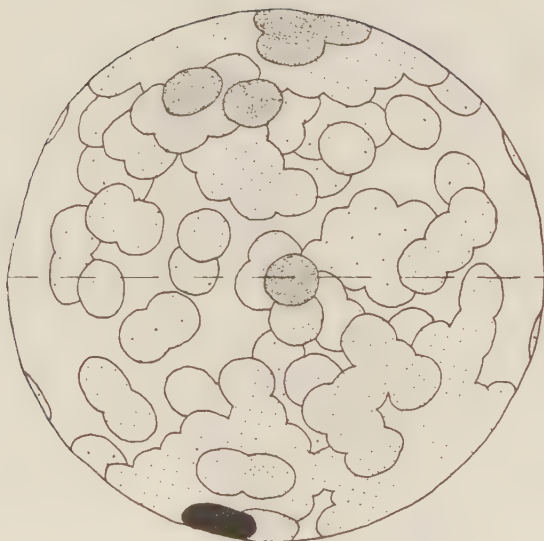
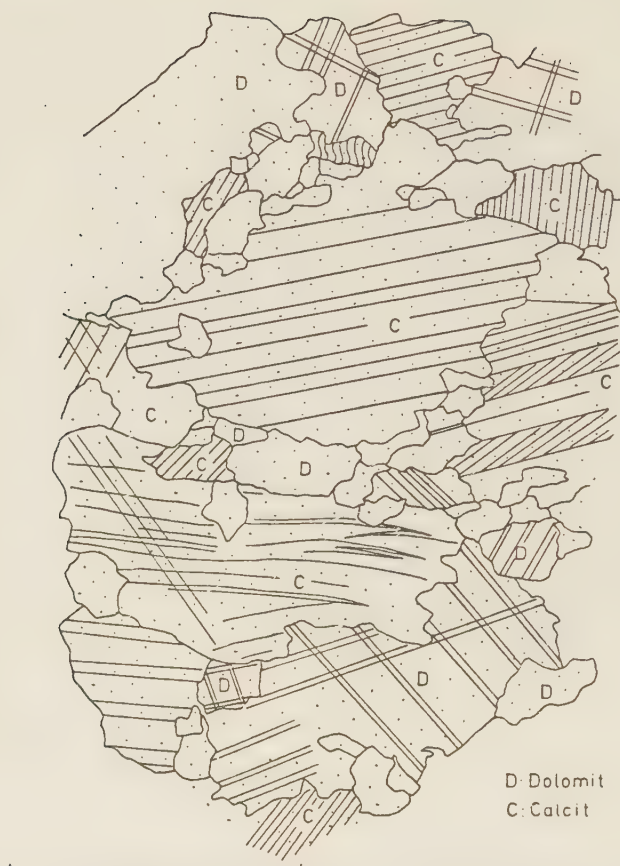
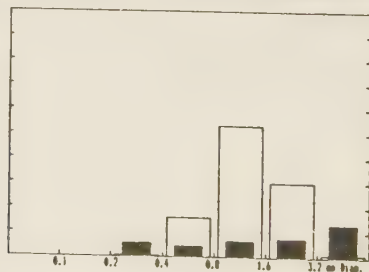


Abb.62 zeigt einen mittelkörnigen Dolomit-Marmor aus Zone II vom Fallmetzer-Zug (Nr.10). Die Mikrostruktur ist Abb.62a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Sutureierungsgrad sind in Abb.62b dargestellt. Das c-Achsen-Diagramm (Abb.62c) ist aus 255 Dolomit-c-Achsen zusammengestellt (0,5-1; 1-2; 2-3; 3-4; 4-5 Korn% je 1% Fläche). Die S-Spur ist durch wenige eingeregelt Mg-Chlorit-Plättchen und eine schwache Kornform-Anisotropie nachgezeichnet.



2,5 mm Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor

63b:



Histogramdaten:

Datenblock: MUTE-JOCH-ZUG

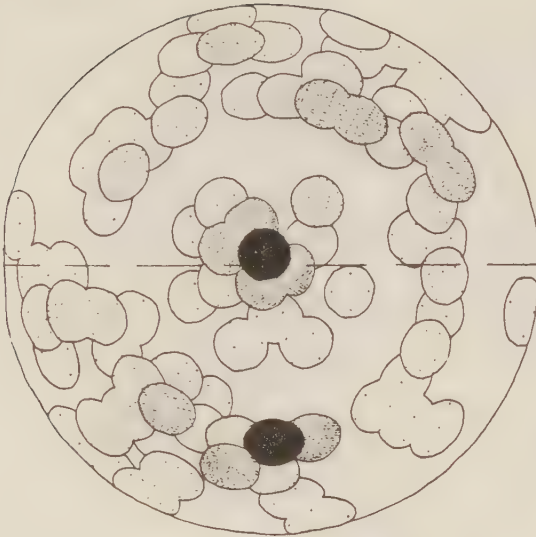
Schliff-Nr.: 6.40.==

Anzahl ausgewerteter Körner: 193

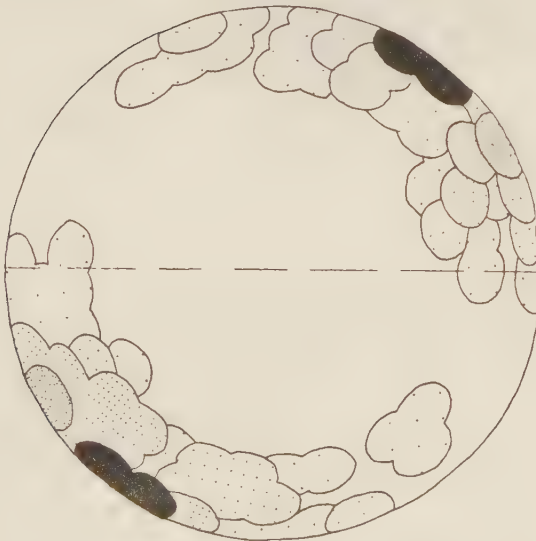
Größenklasse Z-Anteil Irreg.Koeff.

< 0.1 mm	0	0
0.1 - 0.2 mm	0	0
0.2 - 0.4 mm	3.1	.5
0.4 - 0.8 mm	15.5	.4
0.8 - 1.6 mm	52.8	.6
1.6 - 3.2 mm	30	.7
3.2 - 6.4 mm	1.03	1.3

63c:



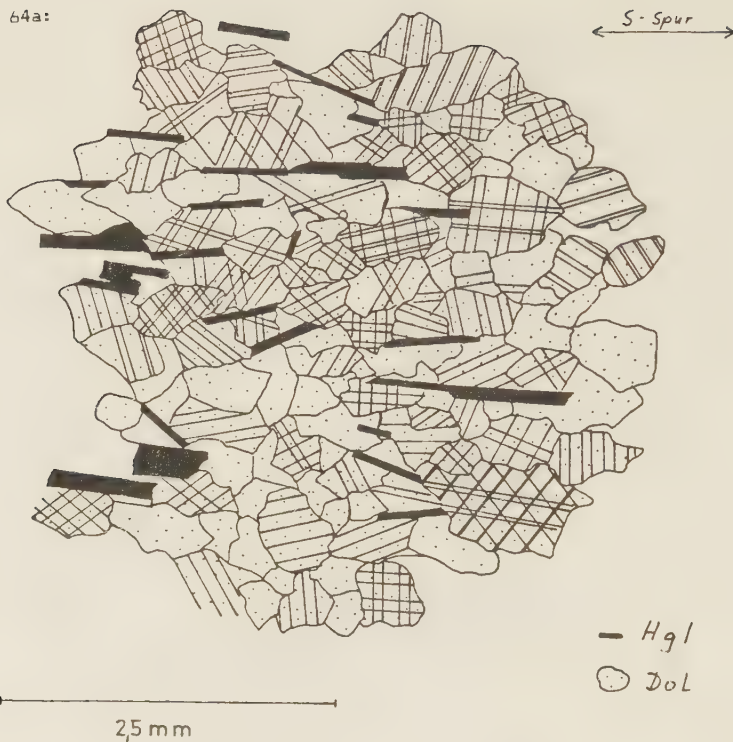
Dolomit



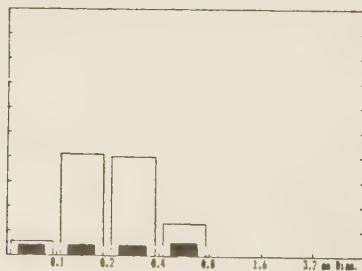
Calcit

Abb.63 zeigt einen grobkörnigen Dolomit/Calcit-Marmor aus der Übergangszone I-II vom Mutenock (Nr.6). Das Verhältnis Dolomit zu Calcit beträgt ca.3:2. Die Dolomit- und Calcit-Körner sind homogen verteilt, ineinander verzahnt und von vergleichbarer Größe. Die Mikrostruktur ist Abb.63a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad sind in Abb.63b dargestellt. Die c-Achsen-Diagramme (Abb.63c) zeigen 147 Dolomit-c-Achsen (1-2; 2-3; 3-4; 4-5; 5-6 Korn% je 1% Fläche) und 105 Calcit-c-Achsen (1-2; 2-4; 4-6; 6-8; 8-10 Korn% pro 1% Fläche). S ist die Richtung der Längsachse der schwach anisotropen Körner.

64a:



64b: Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor



Histogramdaten:
Datenblock: TERENTENTAL-ZUG
Schliff-Nr.: 2605===
Anzahl ausgewerteter Körner: 106

Größenklasse %-Anteil Irreg.koeff.

< 0.1 mm	5.55	.4
0.1 - 0.2 mm	40.7	.4
0.2 - 0.4 mm	39.8	.4
0.4 - 0.8 mm	12.9	.5
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

64c:

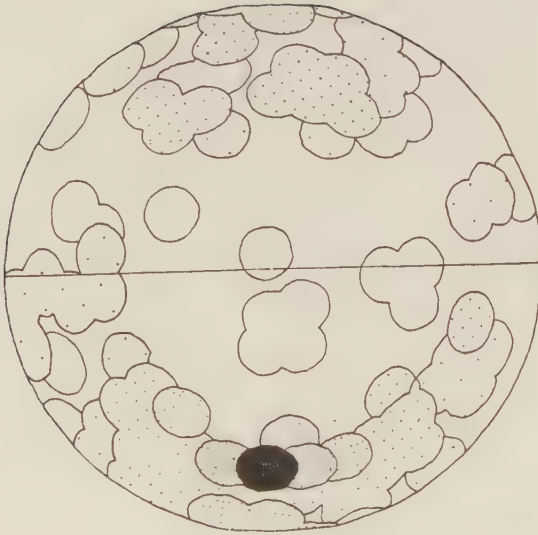
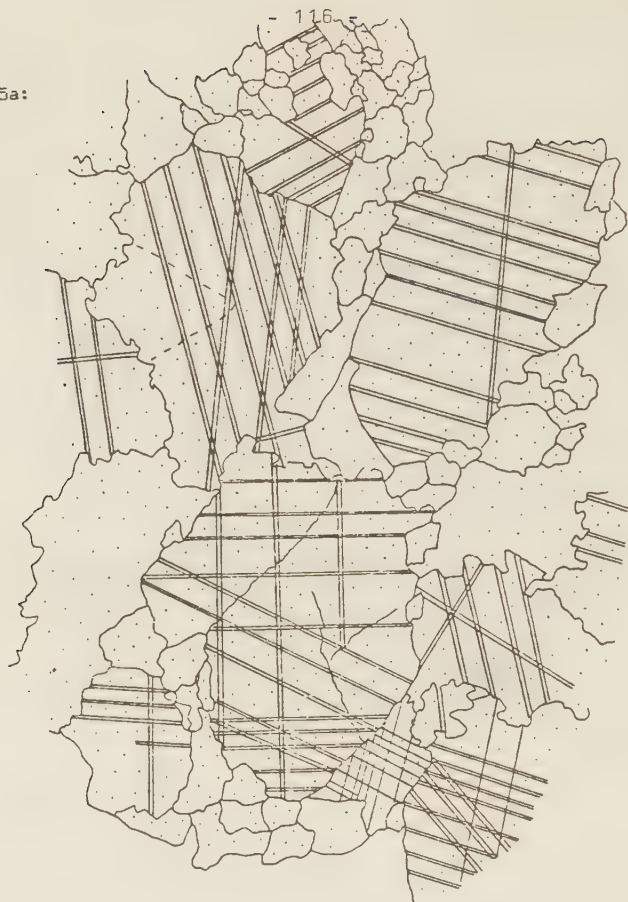


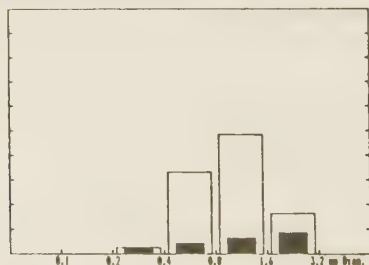
Abb.64 zeigt einen mittelkörnigen Dolomit-Marmor aus der Übergangs-Zone I-II vom Terentental (Nr.8). Die Mikrostruktur ist Abb.64a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad sind in Abb.64b dargestellt. Das c-Achsen-Diagramm (Abb.64c) ist aus 252 Dolomit-c-Achsen zusammengestellt (0,5-1; 1-2; 2-3; 3-4; 5-6; 7 Korn% je 1% Fläche). Die S-Spur ist durch eingeregelter Helliglimmer, untergeordnet auch eingeregelter Talk und Mg-Chlorit und eine schwache Kornform-Anisotropie nachgezeichnet.

65a:



25 mm

65b: Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor



Histogramm Daten:

Datenblock: RENSEN-ZUG

Schliff-Nr.: 9.34.==

Anzahl ausgewerteter Körner: 310

Größenklasse Z-Anteil Irreg.Koeff.

< 0.1 mm	0	0
0.1 - 0.2 mm	0	0
0.2 - 0.4 mm	2.56	.2
0.4 - 0.8 mm	32.9	.4
0.8 - 1.6 mm	48.3	.6
1.6 - 3.2 mm	16.1	.8
3.2 - 6.4 mm	0	0

65c:

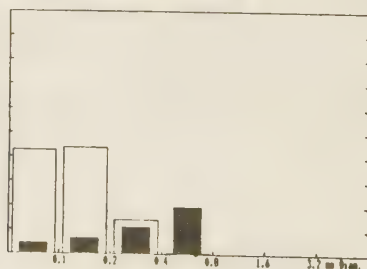


Abb.65 zeigt einen grobkörnigen Dolomit-Marmor vom Rensen-Zug (Nr.11). Die Mikrostruktur ist Abb.65a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad sind in Abb.65b dargestellt. Das c-Achsen-Diagramm (Abb.65c) ist aus 175 Dolomit-c-Achsen zusammengestellt (0,5-1; 1-2; 2-3; 3-4; 4-5; 5-6 Korn% je 1% Fläche). Eine S-Prägung ist nicht (mehr?) zu erkennen.

66a:



66b: Mengenanteil (%) der Korngrößen mit Irreg.Faktor



Histogramm Daten:

Datenblock: SFE IV/BODEN-D-ZUG

Schliff-Nr.: 9,39,xxx

Anzahl ausgewerteter Körner: 242

Größenklasse	%-Anteil	Irreg.Koeff.
< 0.1 mm	42.3	.4
0.1 - 0.2 mm	42.4	.6
0.2 - 0.4 mm	13.7	1.1
0.4 - 0.8 mm	4.1	1.9
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

66c:

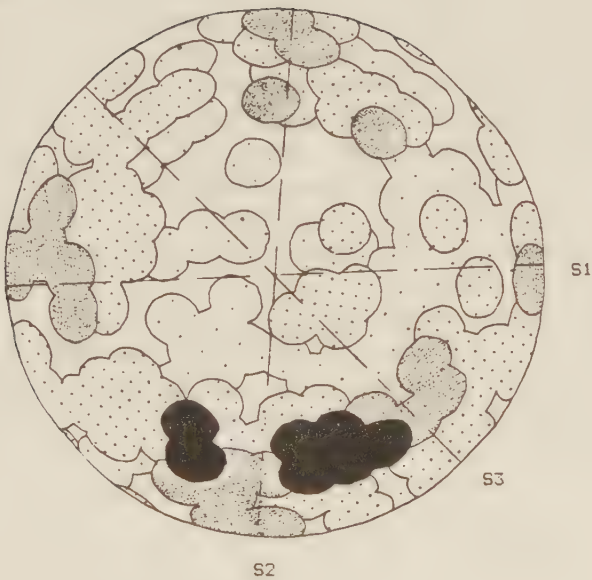


Abb.66 zeigt eine feinkornige, nahezu vollständig rekristallisierte Dolomit-Marmor-Probe mit ca.10% Calcit, der in Zwickeln und schmalen, ausgerichteten Bahnen angeordnet ist. Er stammt aus der Übergangs-Zone II-III vom Speikboden (Nr.1). Die Mikrostruktur ist Abb.66a zu entnehmen, Korngrößenverteilung und Suturierungsgrad sind in Abb.66b dargestellt.

Das c-Achsen-Diagramm (Abb.66c) ist aus 353 Dolomit-c-Achsen zusammengestellt (0,5-1; 1-2; 2-3; 3-4 Korn% je 1% Fläche). Im Dünnschliff sind mehrere Mikro-Scherzonen zu erkennen, von denen die zwei ausgeprägtesten als S1 und S2 dargestellt sind. S3 repräsentiert ein weniger ausgeprägtes System von subparallelen Mikro-Scherzonen, an denen Calcit-Adern auftreten (vgl.Tafel 1, Abb.2).

Vergleich der Kalksilikatvorkommen im Arbeitsgebiet

Das Vorkommen der Kalksilikate ist in Tabelle 1, Abb.67 dargestellt. Hierzu sind jedoch noch einige Erläuterungen erforderlich.

Wie aus den Einzelbeschreibungen hervorgeht, muß grundsätzlich zwischen mindestens zwei Arten von Kalksilikatvorkommen unterschieden werden:

- a) den Kalksilikatbändern am Kontakt Marmor/silikatreiches Nebengestein und
- b) den innerhalb eines dolomitischen Marmorzugs auftretenden Tremolitmarmoren.

Der erste Typus weist einen bemerkenswert umfangreichen Chemismus auf. Neben CaO , MgO , SiO_2 , CO_2 und H_2O treten noch K_2O , $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$, TiO_2 , Al_2O_3 , lokal auch Bor (Turmalinanreicherung im Kontakt) auf. Bemerkenswert ist insbesondere der hohe Anteil an SiO_2 , Al_2O_3 und - im Osten und Norden des Arbeitsgebiets - auch K_2O (Mikroklin).

In den beiden gebänderten Kontakten, bei denen der Übergang von silikatreichem Nebengestein zu Marmor vollständig aufgeschlossen war, ist anhand der mineralogischen Zusammensetzung der Bänder zu erkennen, daß der SiO_2 -Gehalt der Kalksilikatminerale mit Annäherung an den Marmor kontinuierlich abnimmt. Auch gibt es anhand von Kern- und Mantel-Strukturen (Abb.26 und 42) Hinweise auf eine mögliche Umwandlung silikatreicher Kalksilikatminerale in zunehmend silikärmere Kalksilikatminerale mit Annäherung an den Marmor: So folgt auf ein Tremolit/Aktinolith-Band ein Diopsid- und ein Granatband. Dies kann sowohl chemische (z.B. SiO_2 -Gradient) als auch physikalische (z.B. T-Gradient) Gründe haben, die in der Diskussion betrachtet werden sollen.

Charakteristisch sind weiterhin die zahlreichen Anzeichen für ein thermodynamisches Ungleichgewicht wie Zonarbau (Klinozoisit/Epidot, Granat) und unvollständige retrograde Umwandlung (Bildung von Biotit, Chlorit, Klinozoisit).

Ein weiterer Hinweis darauf, daß die Reaktionen - zumindest im Fall der Granatbildung - schnell abgelaufen sind, ist die für Granat ungewöhnliche, seltene Ausbildung idiomorpher Flächen.

Die von Korngrenzen ausgehende Verdrängung von Karbonat durch Granat (Abb.68) kann als Hinweis auf die in-situ-Bildung der Bänderung (im Gegensatz zu postkristalliner metamorpher Segregation) gewertet werden.

Die Annahme einer in-situ-Bildung und der SiO_2 -Gradient sprechen für die metasomatische Bildung der Kalksilikate unter Diffusion von SiO_2 (u.a.) vom Silikatgestein in den Marmor. Da die Reaktion offenbar schnell erfolgte, (s.o.), wurde eine innige Durchmischung bei fehlender Deformation durch die schnell entstehenden ersten Reaktionsprodukte verhindert. Diese Annahme wäre im Einklang mit der festgestellten geringen Mächtigkeit der angetroffenen Kalksilikatbänder.

Der zweite Typus ist von Seiten des Chemismus auf CaO , MgO , H_2O , CO_2 , SiO_2 und lokal auch Al_2O_3 beschränkt. Diese Beschränkung gilt nicht nur in qualitativer, sondern auch in quantitativer Hinsicht. SiO_2 , Al_2O_3 und H_2O sind nur lokal in ausreichender Menge zur Ca/Mg-Silikat-Bildung vorhanden.

Tremolit-Marmore wurden in mittelkörnigen und feinkörnigen (rekristallisierten) dolomithaltigen Marmoren gefunden. Neben gut erhaltenen Tremoliten von ca.1cm Länge und einigen mm Breite in mittelkörnigen Marmoren sind die Tremolite in den alpin stark deformierten Bereichen mechanisch zerstört. Trotz der dadurch entstehenden großen Oberfläche ist die retrograde Metamorphose zu Talk (bei Al-Zufuhr auch Mg-Chlorit) in den meisten Fällen nur partiell oder gar nicht abgelaufen. Die Verhältnisse in alpin überprägten Bereichen der Zone I-II, II und II-III zeigen bezüglich des Ausmaßes der retrograden Umwandlungen keine erheblichen Abweichungen. Teils sind die retrograd gebildeten Minerale an die teilweise ersetzten Phasen räumlich

gebunden, teils in Mikro-Scherzonen angereichert oder im Karbonatgefüge eingeregelt (vollständig dynamisch rekristallisierte Proben).

Somit ist eine erhebliche Steigerung der retrograden Metamorphose der Kalksilikate beim Übergang von Süd nach Nord (Zone I bis III) nicht festzustellen.

Nr.	Name des Zugs	Gr	Dio	Tr	Zo KZo Ep	Hg- Chl ^x	Tc	Bio/ Phl	Hgl	Qz	Kf	Pl	Sph	Lim Py Erz	Tur
1	Speik- boden		●	● ○	● ○	○	○	●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	
2	Mühlen		●	● ○	●	○	○	●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	
3	Uthenheim, Sambock		●	● ○	●	○	○	●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	●
4	Rixner N. Kohlnoek	●	●	●	●			●	● ●	● ●	● ●	● ●	●		
5	Donnerschlag Spitze		●	●	●	Fe		●	● ●	● ●	● ●	● ●	●		
6	Mutenock	●	●	● ○	●			●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	●
7	Winn- bach			● ○	●	● ○	● ○		● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	
8	Terenten- tal			○		○	○		● ●	● ●	● ●	● ●	○	●	
9	Schaldern		●	●	●	●	●		● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	
10	Fallmetzer Vitz. Foch			● ○	●	○	○	●	● ●	● ●	● ●	● ●	● ○	● ●	
11	Reusen	●	●	● ○	●	Fe ○	○	●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	
12	U. Egelsbach		●	●	●			●	● ●	● ●	● ●	● ●	●	● ●	●

Abb. 67: Tabelle des nichtkarbonatischen Mineralbestands innerhalb der Marmorzüge (untere Zeile) und im Kalksilikat-Gestein (obere Zeile). Die offenen Kreise bezeichnen Minerale, die nur lokal im Marmor auftreten.

Folgende Abkürzungen wurden verwendet:

Granat (Gr), Diopsid (Dio), Tremolit (Tr), Klinozoisit (KZo), Zoisit (Zo), Epidot (Ep), Chlorit (Chl), Talk (Tc), Biotit (Bio), Phlogopit (Phl), Heiliglimmer (Hgl), Quarz (Qz), Kalifeldspat (Kf), Plagioklas (Pl), Sphe (Sph), Limonit (Lim), Pyrit (Py) und Turmalin (Tur).



Abb.68: Verdrängung von Karbonat durch Granat. Kalksilikat im Randbereich des Mutenock-Marmorzugs.

Diskussion

Das Altkristallin erlebte in seiner geologischen Entwicklung, wie schon in der Einleitung erwähnt, eine mehrfache Gefügeprägung.

Während im Mittel- und besonders im Südblock die präalpinen Gefüge weitgehend erhalten blieben, finden sich im Nordblock Hinweise auf eine intensive alpine Deformation und Metamorphose.

Das Ausmaß der alpinen Überprägung nimmt innerhalb des Nordblocks von Süd nach Nord zu, was STÜCKHERT (1982) zu einer Unterteilung in drei Zonen (I, II und III) veranlaßte (siehe Abb.1). Während in Ortho- und Paragneisen der südlichen Zone I präalpine Gefügerelikte offenbar gut zu erkennen sind (STÜCKHERT 1982), ist die Suche nach solchen Relikten bei den Karbonaten weit- aus problematischer. Infolge ihrer, besonders bei Calcitmarmor sehr ausgeprägten, leichten Deformation und Rekristallisation dokumentieren die Marmore in erster Linie junge Deformations- und Kristallisations-Phasen. Die Möglichkeit präalpine Relikte zu finden, ist somit nur in den Bereichen gegeben, die von alpiner Deformation weitestgehend verschont blieben. Dabei ist zu bedenken, daß auch innerhalb eines Zuges Inhomogenitäten auftreten, die sich heute in unterschiedlichen Korngrößenverteilungen einzelner Homogenitätsbereiche äußern. Es ergibt sich nun die Frage, wie die drei Gruppen (fein-, mittel- und grobkörnige Marmore) und deren Verteilung im Arbeitsgebiet anhand der bisherigen Erkenntnisse über alpine Deformationsphasen und deren zeitliche Stellung zum Temperaturverlauf eine zwanglose Erklärung finden können. Hierzu werden zunächst Art und Auswirkungen von Kristallisation und Deformation auf Karbonate vorgestellt. Von erheblicher Bedeutung sind dabei die Unterschiede in den Reaktionen von Calcit und Dolomit. Schließlich werden die Ergebnisse, die bei Mikrostruktur, Suturierungsgrad, Korngrößenverteilung und kristallographischer Orientierung gefunden wurden, zusammengefaßt und mit früheren Untersuchungsergebnissen über Deformation und Metamorphose im Arbeitsgebiet verglichen.

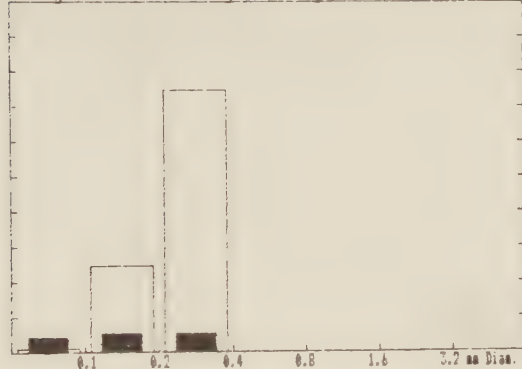
Auswirkungen der Rekristallisation bei Marmor

Betrachtet man zunächst die metamorphe (Re-)Kristallisation, so hat diese teils kornvergrößernde, teils kornverkleinernde Wirkung (VOLL 1960,1980; SPRY 1969). Bei Calcit fördert syndeformative Rekristallisation die kristallographische Ausrichtung der Individuen, während postdeformative Rekristallisation sie zerstört. Die Auswirkungen bei Dolomit sind im ersten Fall vergleichbar, im zweiten Fall fehlen noch eindeutige Ergebnisse (NEUMANN 1969).

Einige Autoren haben die Problematik der Unterscheidung von dynamischer (syn-tektonischer) und statischer (post-tektonischer) Rekristallisation bei Quarz diskutiert (vgl. WHITE 1977, BELL & ETHERIDGE 1976). Wichtige Kriterien liefern hierbei die Vergleiche mit Metallen, die einem "hot working" unterzogen wurden. Obgleich hiernach eine Unterscheidung der Rekristallisationstypen alleine mit optischen Mitteln nicht sicher möglich ist, werden von NICOLAS und POIRIER (1976) einige Kriterien von möglicherweise allgemeiner Gültigkeit angegeben. Bei dynamisch rekristallisierten Proben sind dies eine elongate Form und suturierte Korngrenzen. Bei statischer Rekristallisation sind die Körner hingegen äquidimensional und haben gerade Korngrenzen. In bezug auf die hier untersuchten Proben sind nach den oben genannten Kriterien Anzeichen für beide Prozesse zu beobachten. Es ist dabei nicht auszuschließen, daß beide Prozesse zeitlich getrennt im Marmor auftreten und so zweideutige Mikrostrukturen entstehen.

SCHMID et al. (1980) führten an Carrara-Marmor Deformationsexperimente durch. In dieser Arbeit sind drei Mikrophotos von Proben dargestellt, die bei 1000°C mit einer Deformationsrate von $10 \exp -5 / \text{sec}$ um 11, 21 bzw. 31% verkürzt wurden. Die Mikrostruktur entspricht der oben angeführten Beschreibung für dynamisch rekristallisierte Proben. Diese Mikrophotos wurden vergrößert und in der im Methodik-Teil vorgestellten Art ausgewertet. Die Ergebnisse sind in Abb. 69 und 70 graphisch dargestellt.

Korngrößenverteilung u. Irreg.Faktor: CARRARA-EXP-ZUGFL



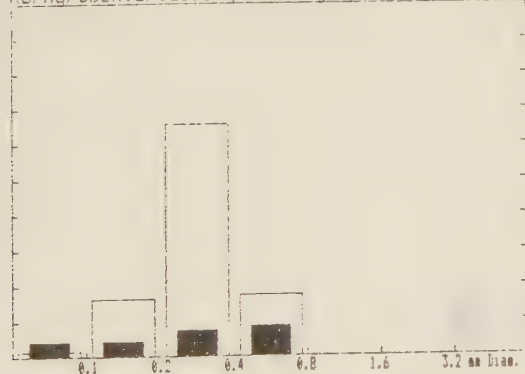
Schliff-Nr.: A=====

Ausgewertete Fläche 1.0mm: 5.3

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

> 0.1 mm	0.0	0.0
0.1 - 0.2 mm	12.0	0.0
0.2 - 0.4 mm	4.0	0.0
0.4 - 0.8 mm	0.0	0.0
0.8 - 1.6 mm	0.0	0.0
1.6 - 3.2 mm	0.0	0.0
3.2 - 6.4 mm	0.0	0.0

Korngrößenverteilung u. Irreg.Faktor: CARRARA-EXP-ZUGFL



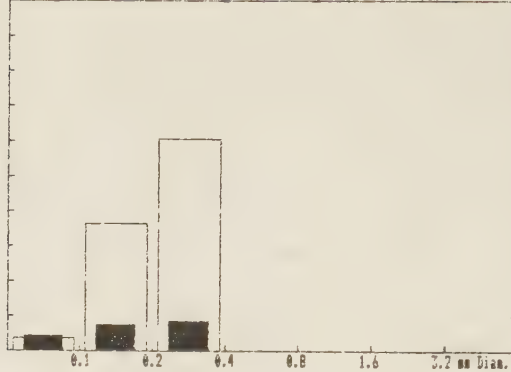
Schliff-Nr.: B=====

Ausgewertete Fläche 1.0mm: 2

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

> 0.1 mm	1.74	.4
0.1 - 0.2 mm	16.13	.4
0.2 - 0.4 mm	66.04	.7
0.4 - 0.8 mm	16.97	.8
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Korngrößenverteilung u. Irreg. Faktor: CARRARA-EXP-ZUGFL



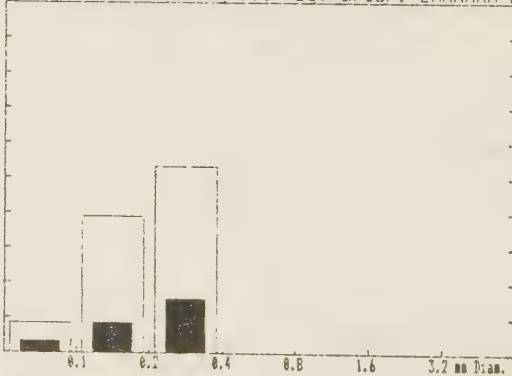
Schliff-Nr.: C=====

Ausgewertete Fläche i.gmm: 1.8

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

< 0.1 mm	3.66	.4
0.1 - 0.2 mm	36.06	.7
0.2 - 0.4 mm	60.27	.8
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Korngrößenverteilung u. Irreg. Faktor: CARRARA-EXP-ZUGFL



Schliff-Nr.: D=====

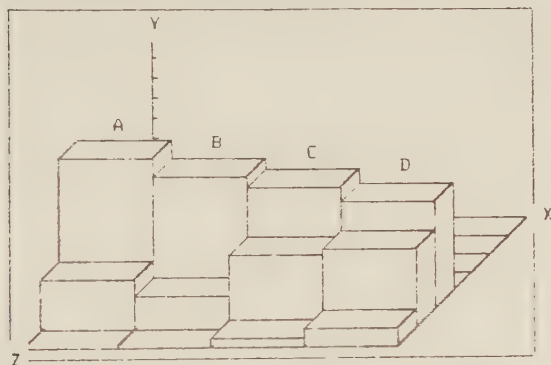
Ausgewertete Fläche i.gmm: 1.5

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

< 0.1 mm	8.28	.3
0.1 - 0.2 mm	38.69	.8
0.2 - 0.4 mm	53.01	1.5
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

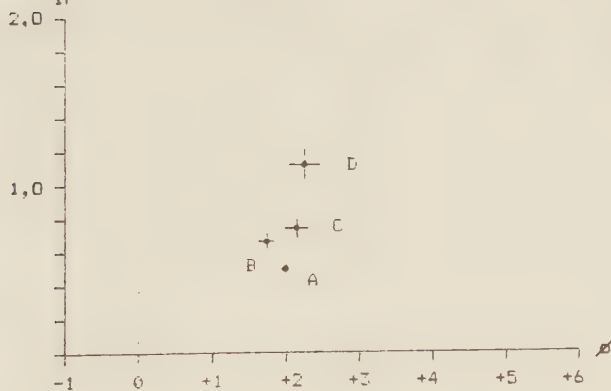
Abb. 69: 69A zeigt undeformierten Marmor, 69B bis 69D zeigt Proben, die um 11, 21 und 31% verkürzt wurden (SCHMID et al., 1980). Bei 69B ist "exaggerated grain growth" eingetreten.

Zusammenfassung
Korngrößenverteilung: CARRARA-EXP-ZUGFL



X-Achse: Probennummer
Y-Achse: %-Anteil i.d. Korngrößenklasse
Z-Achse: Korngrößenklasse (abnehmender Durchm.)

Verhältnis mittl. Korngröße zu mittl. Irreg. Faktor
IF



Aufschluß: CARRARA-EXP-ZUGFL
x-Achse: Korngröße in $-\log(2)$
y-Achse: Irreg. Faktor (max. 2.0)

Abb. 70: Zusammenfassung der Darstellungen aus Abb. 70.

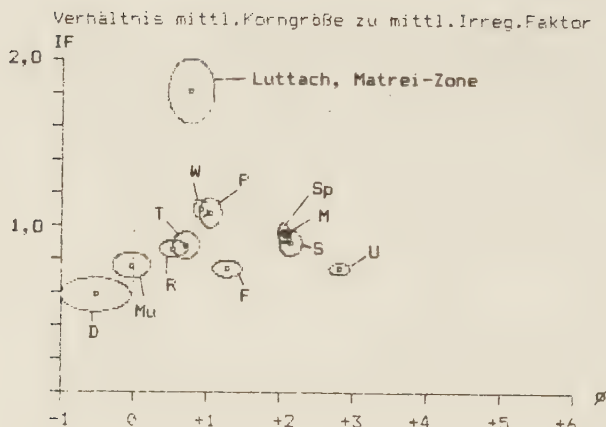
Man erkennt, daß mit zunehmender Deformation die mittlere Korngröße sinkt und der Suturierungsgrad steigt (Ausnahmen bezüglich der Korngröße sind gegeben durch den "exaggerated grain growth" vgl. SCHMID).

Eine vergleichbare Tendenz ist beim Übergang von grob- zu mittelkörnigen Marmorproben im Altkristallin zu beobachten (Abb.71). Nahezu vollständig rekristallisierte, feinkörnige Proben weisen jedoch wiederum einen geringeren Suturierungsgrad auf. Die Maximumbildung wird verständlich, wenn man die Mikrostruktur betrachtet, da nur die deformierten, rekristallisierenden Altkörner mobile Korngrenzen aufweisen. Mit fortschreitender Rekristallisation werden sie zugunsten der wenig suturierten (neu gebildeten) kleinen Rekristallite aufgezehrt.

Sofern die Deformationsrate relativ zur Wachstums- geschwindigkeit der Karbonat-Kristalle sehr gering ist, (statische Rekristallisation), beobachtet man keine Suturierung der Korngrenzen. Kornwachstum ohne Deförmation, einerseits mit Wasser, andererseits trocken, wird in Abb.72 vorgestellt. Sie zeigt die Auswertung von Mikro-Photos aus der Arbeit von TULLIS et al.(1982). In beiden Fällen wurden Proben von Solnhofener Plattenkalken bei 700°C und 15kb 69 Stunden lang gesintert. Der wachstumsfördernde Einfluß einer wasserreichen fluiden Phase ist deutlich zu erkennen. Dies dürfte von erheblicher Bedeutung für die Beurteilung der groben Korngröße der Marmorbänder in der Oberen Schieferhülle (Pennin) sein. Die mesozoischen Sedimente der Oberen Schieferhülle erlitten während der alpinen Orogenese im Gegensatz zu den Altkristallin-Marmoren eine prograde Metamorphose. Da Schichtsilikate beim Erhitzen Wasser freisetzen, waren für das Karbonat-Kristallwachstum dort günstige Voraussetzungen gegeben. Die granoblastische Gleichgewichts-Struktur in den Marmorbändern zeigt, daß das Kristallwachstum postdeformativ oder zumindest bei sehr geringer Deformationsrate erfolgte.

Im Kalkschiefer der Oberen Schieferhülle, in den die Marmor-Bänder eingelagert sind, sind Schichtsilikate und elongate, wesentlich kleinere Karbonatkristalle scharf eingeregelt. Hier sind keine Anzeichen für post-deformative Rekristallisation zu beobachten. Der Einfluß von Schichtsilikaten auf das Rekristallisationsverhalten von Karbonaten wurde bereits mehrfach untersucht (z.B. VOLL 1961).

Im Altkristallin spielen Schichtsilikate im Marmor nur eine untergeordnete Rolle. Auch Dehydratationsreaktionen sind nach der präalpinen Metamorphose im Altkristallin nicht mehr zu erwarten. Die indirekte Wasserzufuhr (aus der Oberen Schieferhülle, vgl. STÖCKHERT 1982) ist daher von Wegsamkeiten (Deformation) abhängig und nicht homogen verteilt (vgl. hierzu FYFE und PRICE 1978).



x-Achse: Korngröße in $-\log(2)$
y-Achse: Irreg. Faktor (max. 2.0)
Ellipse gibt Mittleren Fehler an

1. LUTTACH-D
X-Mwert: .78 S: .89 MF: .31
Y-Mwert: .5 S: 1.04 MF: .35

2. SPEIKBOGEN-D
X-Mwert: 2.06 S: .36 MF: .07
Y-Mwert: .95 S: .28 MF: .05

3. MUTENOCK
X-Mwert: -.02 S: 1.1 MF: .26
Y-Mwert: .75 S: .3 MF: .07

4. SCHNERSCHLAG-SF172
X-Mwert: -.51 S: 1.14 MF: .48
Y-Mwert: .57 S: .24 MF: .1

5. WINNEBACH
X-Mwert: .91 S: .45 MF: .09
Y-Mwert: 1.05 S: .28 MF: .05

6. TERENTENTAL
X-Mwert: .73 S: .77 MF: .17
Y-Mwert: .67 S: .37 MF: .08

7. FRUNDERS-A
X-Mwert: 1.06 S: .33 MF: .14
Y-Mwert: 1.07 S: .2 MF: .09

8. SCHALDERN
X-Mwert: 2.16 S: .55 MF: .15
Y-Mwert: .89 S: .28 MF: .07

9. RENSEN
X-Mwert: .56 S: 1.23 MF: .19
Y-Mwert: .85 S: .32 MF: .05

10. UTENHEIM
X-Mwert: 2.83 S: .82 MF: .14
Y-Mwert: .72 S: .2 MF: .03

11. FALLMETZER
X-Mwert: 1.29 S: 1 MF: .2
Y-Mwert: .73 S: .24 MF: .04

12. MÜHLEN
X-Mwert: 2.08 S: .42 MF: .08
Y-Mwert: .93 S: .2 MF: .03

Sp

Mu

D

W

T

P

S

R

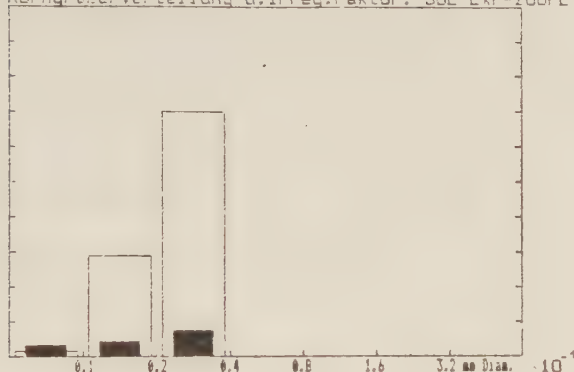
U

F

M

Abb. 71: Maximale Suturen zeigen die mittelkörnigen Proben. Der Suturengrad der Dolomit-"sub-grains" vom Luttach-Zug (Matrei-Zone) ist erheblich höher als bei den Altkristallin-Proben.

Korngrößenverteilung u. Irreg.Faktor: SOL-EXP-ZUGFL



Schliff-Nr.: A=====

Ausgewertete Fläche i.gmm: 5.8

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

< 0.1 mm	1.5	.3
0.1 - 0.2 mm	28.66	.4
0.2 - 0.4 mm	69.83	.7
0.4 - 0.8 mm	0	0
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Korngrößenverteilung u. Irreg.Faktor: SOL-EXP-ZUGFL



Schliff-Nr.: B=====

Ausgewertete Fläche i.gmm: 5.6

Größenklasse %-Anteil Irreg.Faktor

< 0.1 mm	.04	.3
0.1 - 0.2 mm	7.06	.4
0.2 - 0.4 mm	51.89	.6
0.4 - 0.8 mm	40.99	.6
0.8 - 1.6 mm	0	0
1.6 - 3.2 mm	0	0
3.2 - 6.4 mm	0	0

Abb. 72: Unter vergleichbaren Bedingungen wurde Probe A trocken und Probe B unter Wasserzugabe gesintert (TULLIS et al., 1982).

Einfluß einer fluiden Phase auf das Deformations- und Kristallisationsverhalten von Marmor

Für die Beurteilung des Einflusses einer fluiden Phase auf das Kristallisations- und Deformationsverhalten von Marmor ist die Löslichkeit des Karbonats unter den vorherrschenden p , $p(\text{CO}_2)$, T -Bedingungen von entscheidender Bedeutung.

Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen zeigen, daß unter natürlichen Bedingungen eine erhebliche Variabilität in bezug auf die Konzentration der Ionen in Lösung besteht (ROEDDER 1963).

Untersuchungen im System $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ wurden von SHARP und KENNEDY (1965) veröffentlicht. Die Daten reichen jedoch nicht für eine quantitative Abschätzung des Einflusses aus, der sich aus der Löslichkeit von Calcit in der fluiden Phase auf das Kristallwachstum ergibt (vgl. TULLIS et al. 1982). ROSENBERG et al. (1966) untersuchten die mit wässrigen, CO_2 -haltigen $\text{CaCl}_2/\text{MgCl}_2$ -Lösungen unter Normaldruck im Gleichgewicht stehenden Karbonat-Phasen. Die Temperaturen zwischen 275°C und 420°C liegen zwar in dem hier interessierenden Bereich, ein Vergleich mit den Experimenten von FAUST (1949) und SCHLOEMER (1953) zeigt jedoch, daß bei erhöhtem Druck in Ca- und Mg-haltigen hydrothermalen Lösungen weitere Komplikationen auftreten. So kann Dolomit unter Calcit-Ausscheidung inkongruent gelöst werden. Demnach wäre in Dolomit-Marmor mit hydrothermalen fluiden Phase neben einfacher Rekristallisation je nach den äußeren Bedingungen auch mit Phasenumwandlung zu rechnen (vgl. hierzu SCHLOEMER (1953) und FAUST (1949)). Bezieht man diese Überlegungen auf die Marmorzüge des Altkristallin, insbesondere die feinkörnigen dolomitischen Marmore am Speikboden (Nr.1) und bei Mühlen (Nr.2), so kann möglicherweise die auffällige Mikrostruktur (Abb.5, 11, 12) erklärt werden. Hier fanden sich relativ grobkörnige Calcit-Bahnen und -Zwickel

in feinkörnigem Dolomit-Marmor. Bei größerem Calcit-Anteil waren feinkörnige Dolomit-Kristalle in gröberkörniger Calcit-Matrix zu beobachten. Die Größenverhältnisse sind auffällig, da in den Dolomit/Calcit-Marmorzügen bei gemeinsamer Deformation zuerst Calcit kleine Rekristallisate bildet, während Dolomit praktisch unverändert vorliegt. Bei den oben erwähnten Zügen ist aber der Dolomit vollständig rekristallisiert und Calcit zeigt erst wenig kleine Rekristallisate. Er könnte also aus hydrothermaler Lösung ausgeschieden worden sein (teilweise gemeinsam mit Quarz, Abb.7), nachdem der Dolomit bereits rekristallisiert war.

Neben der eben besprochenen Entdolomitierung ist im Rahmen von Drucklösungserscheinungen im p/T-Bereich zwischen Diagenese und schwacher Metamorphose auch eine Dolomitierung von Calcit möglich. Einerseits durch Metasomatose (Einwirken Mg-haltiger Lösungen auf Calcit), andererseits durch passive Dolomitanreicherung infolge seiner schlechteren Löslichkeit (LOGAN 1976).

Weitere Faktoren, die das Deformationsverhalten von Marmor beeinflussen

Neben den äußeren physikalischen Bedingungen (Druck, Temperatur) ist bei Marmoren die überwiegend dolomitische oder calcitische Zusammensetzung für die Art der Deformation von entscheidender Bedeutung. So sind plastische Reaktionen bei Dolomit im Gegensatz zu Calcit erst oberhalb ca.400°C (u.a.abhängig von der Deformationsrate) zu erwarten (VOLL 1980).

Die Temperaturen während der jungalpinen Deformationsphase (ca.300-350°C) liegen also für Dolomit im Grenzbereich zwischen spröder und plastischer Reaktion. Auch für das Deformationsverhalten von Calcitmarmor stellt die Temperatur von ca.400°C einen Grenzbereich dar. Nach RUTTER (1973) und ETHERIDGE et al.(1980)

dominieren bis zu dieser Grenze Drucklösungserscheinungen, während oberhalb dieser Temperatur intrakristalline Prozesse (Verzwilligung, Dislokationsgleiten, Ausbildung von "deformation bands") an Bedeutung gewinnen. Je nach den äußeren Druck- und Temperatur-Bedingungen dominieren andere Deformations-Mechanismen. Auch die Deformationsrate ist von entscheidender Bedeutung. Ein Versuch, das Deformationsverhalten anhand von experimentellen Ergebnissen auf geologisch sinnvolle Deformationsraten zu extrapolieren findet sich bei RUTTER (1973).

Im hier zu betrachtenden Fall treten jedoch zusätzliche Komplikationen auf, da Kompetenz-Unterschiede zwischen Dolomit/Calcit einerseits und grobkörnigem/feinkörnigem Marmor andererseits berücksichtigt werden müssen. Ein derart inhomogen aufgebauter Marmorzug zeigt zweifellos ein inhomogenes Deformationsverhalten, was durch die Vielfalt der Mikrostrukturen, die auf engem Raum abwechseln, dokumentiert wird. Für die Maulser Trias-Kalke, an denen Deformation durch Drucklösungserscheinungen beobachtet wurde, ist folgende Extrapolation von RUTTER (1973) interessant. Bei einer (geologisch sinnvollen) Deformationsrate von 3×10^{-14} /sec beginnt nach seinen Überlegungen Kornwachstum in feinkörnigen Kalken bei ca. 350°C . Abb. 54 zeigt, daß lokal Kornwachstum einsetzte. Die Deformation, die überwiegend durch Drucklösung erfolgte (Stylolithen), dürfte somit im Grenzbereich der unteren Grünschieferfazies erfolgt sein. Die Tatsache, daß das Stadium der Diagenese bereits überschritten war, zeigte HAMMERSCHMIDT (1982), der bei röntgenographischen Untersuchungen der Illite nur die 2M-Modifikation vorfand. Stylolithen (als Anzeichen für Drucklösungserscheinungen) wurden auch im Nordblock des Altkristallins gefunden, z.B. bei Aufschluß Nr. 9 (Schaldern) und Nr. 6 (Mutenock). Auf die offensichtliche Bedeutung von Rekristallisation und intrakristalliner Deformation wurde bereits mehrfach

hingewiesen. Die plastische Reaktion der Marmorzüge erweist sich somit als eine Überlagerung unterschiedlicher Prozesse (intrakristalline Deformation, Drucklösung, Rekristallisation). Hinzu kommt, daß die Gefügeprägung nicht nur im Rahmen einer Deformationsphase erfolgte, sodaß bei unvollständiger jüngerer Überprägung eine Überlagerung zweier Phasen vorliegt. Die Deutung der kristallographischen Orientierung im Sinne einer "dynamischen Analyse" (vgl. SANDER 1948, 1950, TURNER und WEISS 1963) ist daher mit erheblichen Problemen belastet.

Syn- und postdeformative Rekristallisation, ein großer Deformationsbetrag und mehrfache Überprägungen sind einige Gründe, die eine Ermittlung der stress-Tensor-Orientierung und Abschätzung des Betrags von "stress" und "strain" erschweren oder unmöglich machen. Solche Methoden sind daher bei den vorliegenden Marmoren nicht anwendbar (vgl. hierzu GROSHONG (1972), LAURANT et al. (1981) CARTER (1969)).

Die kristallographische Einregelung im Marmor und Unterschiede bei der Einregelung von Dolomit und Calcit

Welche zusätzlichen Informationen lassen sich nun aus der kristallographischen Orientierung von Calcit und Dolomit in den Altkristallin-Marmoren gewinnen? Zur Beantwortung dieser Frage müssen zunächst diejenigen Prozesse betrachtet werden, die zu einer Einregelung der c-Achsen führen.

Die Bedeutung von Verzwillingung und Translation bei Calcit wurde z.B. von GRIGGS et al.(1951, 1953), TURNER et al.(1951, 1956), BORG et al.(1953,1967), KERN und KARL (1968), KARL und KERN (1968) und WENK et al.(1973) an Einkristallen und polykristallinen Aggregaten unter verschiedenen äußeren Bedingungen untersucht. Als wichtigste intrakristalline Einregelungs-Mechanismen wurden e-Verzwillingung (vgl.Abb.73) und r-Translation erkannt, die jeweils das Überschreiten einer kritischen

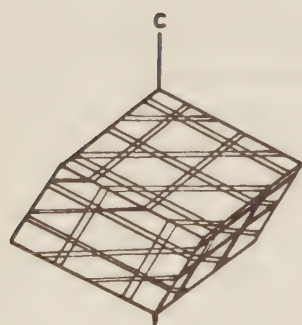
Schubspannung (critical resolved shear stress, "crs") erfordern. Die kritische Schubspannung ist temperaturabhängig. Bis ca. 500°C dominiert die Verzwillingung (kleinerer crs-Wert, vgl. TURNER 1956). Nach WENK et al. besteht auch eine Abhängigkeit vom hydrostatischen Druck, da sie bei geringerem Druck wachsenden Einfluß von r-Translation feststellen konnten.

Von erheblicher praktischer Bedeutung ist das Erkennen von "L"-Lamellen, alten e-Lamellen oder r-Spaltrissen, die bei der jüngeren Verzwillingung rotiert wurden (vgl. BORG und TURNER 1953). Mit Hilfe ihrer räumlichen Lage zu den c-Achsen von Altkorn bzw. Zwillings wird erkennbar, welcher Teil eines verzwillingten Korns dem ursprünglichen Gefüge und welcher Teil als Zwillings der jüngeren Prägung zuzuordnen ist. Durch Rekristallisation werden allerdings die bei unvollständiger Verzwillingung auf irrationale Gitter-Richtungen rotierten und daher instabilen L-Lamellen zerstört. Folglich ließ sich diese Methode nur bei wenigen Körnern anwenden. Da die Identifikation jeder erkennbaren Lamelle einen großen Zeitaufwand erfordert und die hier bearbeiteten Proben nur eine geringe Ausbeute ermöglichten, wurde diese Methode nicht weiter verfolgt (Ausnahme siehe Abb. 61).

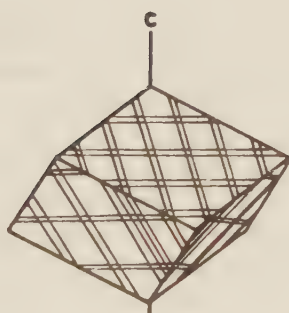
Der bei der c-Achsenanalyse verzwillingter Calcite in der Literatur häufig zu findende Ausweg, die c-Achsen des dominanten Kornteils einzumessen, erwies sich auch als problematisch, da oft etwa die Hälfte eines Korns in Zwillingsstellung vorlag.

Eine c-Achsen-Einregelung beim Calcit wurde aber nicht nur infolge von Verzwillingung und Translation beobachtet. TURNER et al. (1956), GRIGGS et al. (1960) und FERREIRA et al. (1964) beobachteten ein c-Achsen-Maximum subparallel zur Kompressions-Achse bei syndeformativ rekristallisiertem Calcit.

Untersuchungen über Translation und Verzwillingung beim



73a



73b

Abb.73: 73a zeigt ein Calcit-Rhomboeder mit e-Zwillingen, 73b ein Dolomit-Rhomboeder mit f-Zwillingen.

Dolomit wurden z.B. von TURNER et al.(1956), HANDIN et al.(1955), CHRISTIE (1958) und in jüngerer Zeit von WENK und SHORE (1975) vorgelegt. Dabei wurden deutliche Unterschiede zu den Verhältnissen beim Calcit festgestellt.

Dominante Mechanismen der intrakristallinen Deformation sind bis ca.400°C die Translation (im Gegensatz zu Calcit) und oberhalb dieser Temperatur die Verzwillingung nach f (Abb.73).

Im Gegensatz zu HIGGS et al.(1959) betonen WENK et al. (1975) die Bedeutung der r-Translation anstelle von c-Translation. Bei Kompressions-Experimenten wurde festgestellt, daß bei niedrigen Temperaturen infolge Translation die c-Achse in Richtung der Haupt-Kompressionsachse rotiert wird, während bei höheren Temperaturen die dominierende Verzwillingung einen entgegengesetzten Effekt ausübt. Die resultierende kristallographische Orientierung ist daher abhängig von der relativen Bedeutung, die die jeweils aktivierten Verzwillingungs- und Translationsmechanismen haben. Insbesondere bei geringen Temperaturen (bis ca.400°C) resultiert daher wegen Überlagerung von Verzwillingung und Translation nur eine schwache kristallographische Orientierung. Bei hohen Temperaturen wurde experimentell hingegen ein ausgeprägtes c-Achsen-Maximum gefunden (vgl.hierzu WENK und SHORE (1975)). Diese Temperaturabhängigkeit des Orientierungsgrades ist entgegengesetzt zu dem bei Calcit beobachteten Verhalten (WENK et al. 1973).

Trotz der unterschiedlichen Verzwillingungs- und Translationsmechanismen und deren unterschiedlicher Temperaturabhängigkeit konnte in einem Marmor mit Wechsellagerung von Dolomit-und Calcitbändern eine vergleichbare c-Achsen-Einregelung festgestellt werden (NEUMANN 1969). Die Autorin führt dies auf syndeformative Rekristallisation zurück. Sie konnte experimentell zeigen, daß bei syndeformativer Rekristallisation die c-Achsen von Dolomit und Calcit subparallel zur

Kompressionsachse eingeregelt werden.

Bei den in dieser Arbeit angestellten Vergleichen zwischen Dolomit- und Calciteinregelung (Abb.61, 62 und 63) wurden hingegen deutliche Unterschiede festgestellt. Dynamische Rekristallisation wäre demnach bei diesen Proben nicht als Einregelungs-Mechanismus anzunehmen. Allerdings sind bei diesen (grobkörnigen) Proben sogar die Calcit-Kristalle wenig suturiert und es treten kaum feinkörnige Rekristallisate auf. Diese Mikrostruktur gibt also bereits einen Hinweis darauf, daß keine bemerkenswerte dynamische Rekristallisation stattfand. Abb.71 zeigt hingegen, daß bei anderen, feinkörnigeren Proben, z.B. solchen aus dem Winnebach-Tal, durchaus mit dynamischer Rekristallisation zu rechnen ist.

Bei Betrachtung der veröffentlichten Beschreibungen über Marmor-Einregelung an geologischen Beispielen (z.B. SANDER 1950; LADURNER 1953; CHRISTIE 1958, 1963; TURNER 1949) fällt auf, daß eine kristallographische Einregelung bei Proben mit sehr unterschiedlicher Mikrostruktur gefunden wird. Hierbei sind zwei Grenzfälle zu unterscheiden:

1. abgeplattete, elongate und verzwillingte Individuen einheitlicher Korngröße, sowie
2. äquidimensionale Körner mit verzahnten Korngrenzen, wobei die Körner nur geringfügig verzwillingt sind, obgleich anhand von Strukturen des Nebengesteins starke Deformation anzunehmen ist.

Die Einregelung beim zweiten Typus könnte auf syndeformative Rekristallisation zurückzuführen sein. Andererseits wäre auch eine postdeformative Überprägung denkbar. Die c-Achsen-Einregelung, die an natürlich deformierten Proben gemessen wurde, ergab für Dolomit und Calcit ein vergleichbares Bild:

1. S-Tektonite, die durch ein planares Struktur-Element (S-Fläche) gekennzeichnet sind, zeigen ein c-Achsen-Maximum mit großem Winkel zur S-Fläche.

2.b-Tektonite, die durch ein lineares Strukturelement gekennzeichnet sind, zeigen einen c-Achsen-Gürtel um b mit großem Öffnungswinkel.

Bei den hier untersuchten Proben wurde nur ein S-Tektonit entsprechend der obigen Beschreibung gefunden. Bei den übrigen mittel- und grobkörnigen Dolomit-Proben tritt ein Nebenmaximum in S auf (siehe Abb.62, 63 und 65). Hier liegt möglicherweise eine Überlagerung zweier Deformationsphasen mit unterschiedlich orientierten Kraftfeldern vor.

Nur die feinkörnige, nahezu vollständig rekristallisierte Probe vom Speikboden kann möglicherweise (die Einregelung ist sehr schwach!) als b-Tektonit interpretiert werden. Die relativ schwache Einregelung und die geringe Korngröße können als Hinweis auf eine zum Zeitpunkt der Deformation relativ geringe Temperatur gewertet werden. Hingegen zeigt die scharfe Einregelung der mittelkörnigen Probe vom Terentental und die größere Korngröße, daß hier die Einregelung bei höheren Temperaturen erfolgte.

Versuch einer geologischen Interpretation von Korngrößenverteilung, Rekristallisation und kristallographischer Orientierung in den Marmoren

Temperaturmessungen mit Hilfe des Dolomit-Calcit-Thermometers (STÜCKHERT 1982) in mittelkörnigen (von ihm als "grobkörnig" bezeichneten) Proben ergaben je nach Zone Temperaturen zwischen 410 und 470°C (Maximaltemperaturen der alpinen Metamorphose). In feinkörnigen Proben ergaben sich hingegen nur Werte um 350°C. Da in den fein- und mittelkörnigen Proben neben Hellglimmer auch Talk und Mg-Chlorit (Produkte der retrograden Metamorphose) lokal in S eingeregelt sind, handelt es sich in beiden Fällen offenbar um ein alpin geprägtes Gefüge. Demnach waren die p,T-Bedingungen

während der alpinen Metamorphose hoch genug, um auch bei Dolomit, der einen höheren Formänderungswiderstand besitzt als Calcit, präalpine Gefügerelikte vollständig zu überprägen.

Im Folgenden soll nun anhand der p/T/t-Pfade der präalpinen und der alpinen Entwicklung im Arbeitsgebiet nach STÖCKHERT (1982) ein Modell für die vorgefundenen Marmorgefüge und ihre geographische Verteilung vorgestellt werden.

In alpin wenig deformierten Bereichen der Übergangs-Zone I-II befinden sich, überwiegend in Paragneise eingeschaltet, Marmorzüge mit grobkörnigen Partien, die nach Korngrößenverteilung und Mikrostruktur große Ähnlichkeit aufweisen. Ihre Bildung wird wie die der Kalksilikat-Relikte dem thermischen Höhepunkt der präalpinen Metamorphose zugeordnet.

Die altalpine Deformations-Phase in der Kreide (Platznahme des ostalpinen Deckenkomplexes auf dem Pennin) erfaßte das Arbeitsgebiet inhomogen. Die betroffenen Bereiche erfuhren eine intensive Warmdeformation bei Temperaturen, die den thermischen Höhepunkt der alpinen Metamorphose repräsentieren. In Ortho- und Paragneisen entstanden Blastomylonite, in den Marmoren die mittelkörnigen Partien. Sie sind bevorzugt in der Mischzone Pegmatit/Paragneis anzutreffen. Im Übergangsbereich der Zonen I/II entwickelte sich eine Foliation ("sA1" nach STÖCKHERT), die später in Zone II überprägt wurde ("bA2"). Im Calcitmarmor ist die Faltung anhand dunkler Silikat-Lagen gut zu verfolgen. S-Prägung und deren Überlagerung (Faltung) sind auch in den c-Achsen-Diagrammen von Dolomit- und Calcit-Marmor zu erkennen.

Die jungalpine Deformation, die nach dem thermischen Höhepunkt erfolgte, ist im Norden des Arbeitsgebiets besonders ausgeprägt. Wichtigstes Gefügeelement ist - in Überlagerung mit altalpinen Gefügen - ein Streckungs-linear. Das axiale Gefügeelement ist bei den vollständig rekristallisierten, feinkörnigen Dolomit-Marmoren im Übergang zwischen Zone II und III nur andeutungsweise zu erkennen. Bei Temperaturen um 300-350°C ist jedoch

keine ausgeprägte Dolomit-Einregelung zu erwarten (s.o.). Ein deutlicher Unterschied in Symmetrie und Grad der Einregelung zwischen feinkörnigem Marmor einerseits und mittel- und grobkörnigem Marmor andererseits ist jedoch zu erkennen.

Die Kalksilikate

Hierzu wurde bereits festgestellt, daß innerhalb der (dolomitischen) Marmorzüge die Metamorphose nicht über die Tremolitbildung hinausging. Die Individuen sind z.T. zerbrochen, es ist jedoch in weniger gestörten Bereichen zu erkennen, daß ihre Länge ursprünglich im cm-Bereich lag.

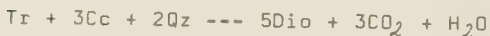
Die Stabilitätsbereiche von Paragenesen mit Calcit, Dolomit, Quarz, Talk, Tremolit und Diopsid können im System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ studiert werden.

Die aufgrund experimenteller Daten errechneten $T/x(\text{CO}_2)$ -Diagramme für Druck-Werte von 2, 4, 6 und 8 kb nach EGGERT und KERRICK (1981) werden in Abb.74 auszugsweise vorgestellt.

Das verbreitete Vorkommen der Assoziation von Tremolit+ Calcit mit geringen Mengen an Dol und Qz läßt als Tremolit-Bildungsreaktion die Reaktion 5 vermuten:



Eine weitere Umwandlung nach Reaktion 2:



ist offenbar nicht erfolgt, die erforderlichen $p, T, p(\text{H}_2\text{O})$ -Bedingungen wurden also nicht erreicht.

Bei Temperaturen von ca. 650°C (aufgrund der partiellen Aufschmelzung in den Migmatiten anzunehmen), ist dies ein Hinweis auf ein wasserarmes Milieu innerhalb der Marmorzüge (vgl. Abb.74).

Die retrograde Talkbildung aus Tremolit dürfte gemäß Reaktion 1 abgelaufen sein.



(für Reaktion 6 fehlt nach Ablauf von Reaktion 5 meist Dolomit im Kontakt mit Tremolit).

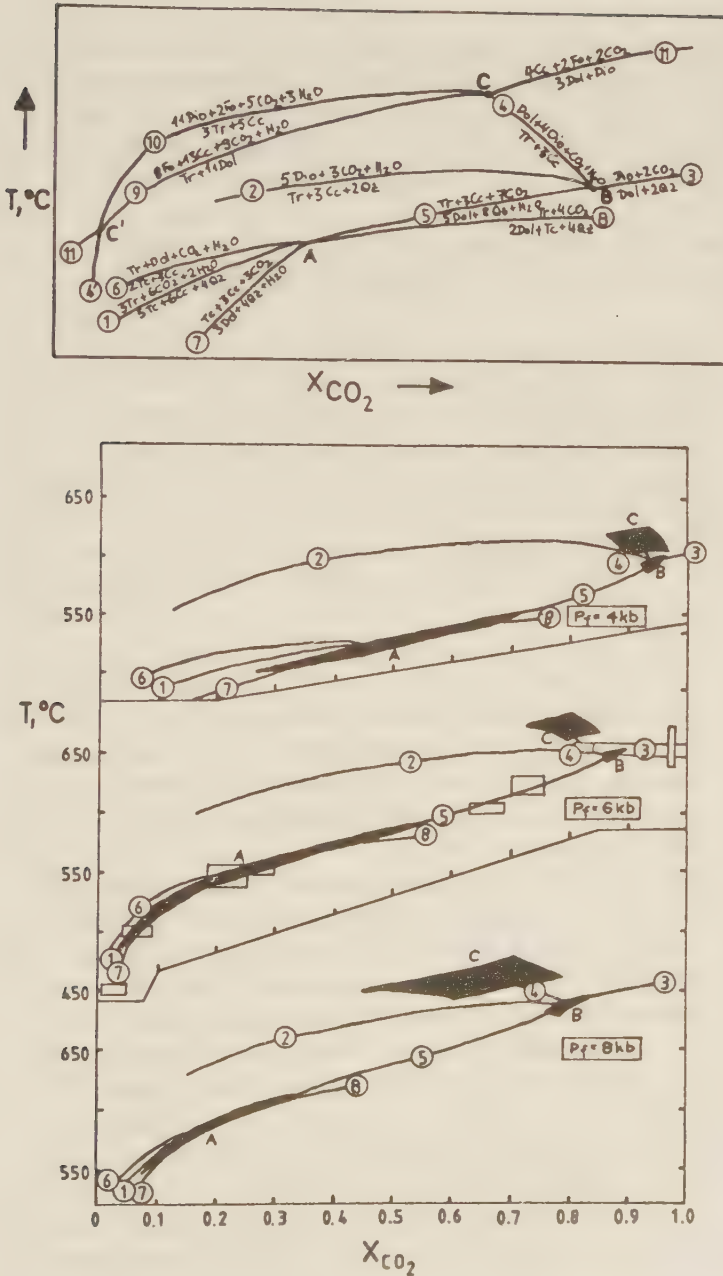


Abb.74: Ausschnitt aus T , $X(CO_2)$ -Diagrammen von EGGERT und KERRICK (1981).

Der regional von Süd nach Nord im Altkristallin gesteigerte Einfluß der alpinen Deformation und Metamorphose äußert sich beim Tremolit in erster Linie in einer nach Norden zunehmenden Zerscherung. Das Ausmaß der retrograden Talk-Bildung erfährt jedoch nach Norden keine erkennbare Steigerung.

Bei Anwesenheit von Aluminium im System (Feldspäte) entsteht neben Talk auch Mg-Chlorit (vgl.hierzu HOSCHEK 1980).

Talk und Mg-Chlorit, sowie Mg-Chlorit und Biotit/Phlogopit sind teilweise verwachsen. In einigen Proben scheint jedoch der Chlorit die ältere Bildung zu sein, da nur er ausgeprägte Kink-bands aufweist.

Nördlich des Arbeitsgebiets, in der Matri-Zone südlich des Ortes Luttach wurde eine Dolomitbildung beobachtet, die Reaktion 7 entspricht:



Wesentlich komplizierter sind die Verhältnisse bei den gebänderten, Tremolit, Diopsid, Granat etc. führenden Kalksilikat-Zonen, die lokal im Kontakt Marmor/Nebengestein auftreten (vgl.Beschreibung Nr.6 (Mutenock-Zug) und Nr.11 (Rensen-Zug)).

Hier stellt sich zunächst die Frage, ob diese Bänderung die Folge eines Segregationsmechanismus ist. Nach ROBIN (1979) handelt es sich bei metamorpher Segregation um die Bildung und das Wachstum von Domänen unterschiedlicher chemischer Pauschalzusammensetzung in einem vormals nicht gebänderten Gestein. Noch 1974 schrieben MEANS und WILLIAMS "The process by which rocks become compositionally layered during deformation are surely among the least understood phenomena in petrology." Weitgehende Einigkeit besteht in der Literatur zunächst darüber, daß ein Diffusionsgradient, der möglicherweise durch Scherdruck kontrolliert wird, eine wichtige Ursache des Phänomens darstellt.

Weiterhin besteht Übereinkunft bezüglich der Annahme, daß SiO_2 die mobilste Gesteins-Komponente ist und auch bei den übrigen Komponenten deutliche Mobilitätsunterschiede bestehen (VOLL 1960, WILLIAM 1972, HOBBS et al. 1976).

Auf S.121 wurde bereits darauf hingewiesen, daß der umfangreiche Chemismus und die geringe Mächtigkeit der Kalksilikatbänder mit folgendem Modell erklärt werden kann:

Während der mittel-hochgradigen präalpinen Metamorphose kam es im Kontakt zwischen dem Marmor und dem silikatreichen Nebengestein zunächst zu einer Bildung von Tremolit/Aktinolith. Die frühzeitige Bildung einer festen Phase erschwerte die weitere Tremolit-Bildung ebenso wie eine Reaktion zu Diopsid und Granat, sodaß ohne mechanische Durchmischung die Reaktion nur im unmittelbaren Kontaktbereich erfolgen konnte.

Eine wichtige Voraussetzung für die Bildung von Granat und Zoisit/Klinozoisit war zweifellos die Anwesenheit einer wasserreichen fluiden Phase (vgl. Abb. 75 und JOHANNES et al. 1980 sowie NITSCH et al. 1980). Diese fluide Phase blieb offenbar bis zum Höhepunkt der Metamorphose (Granatbildung) erhalten. Es ist daher nicht verwunderlich, daß es bei der anschließenden Abkühlung zu einer - wenn auch nur partiellen - retrograden Metamorphose unter Bildung von Klinozoisit/Epidot, Quarz, Titanit, geringen Mengen Talk, Chlorit und Biotit kam.

Dabei erscheint es keineswegs zwingend, die retrograden Bildungen einem alpinen Ereignis zuzuordnen, zumindest solange sie noch an die Minerale, aus denen sie gebildet wurden, räumlich gebunden sind.

Einen bemerkenswerten Beitrag zur Problematik des lokal eng begrenzten Auftretens solcher gebänderter Kalksilikat-Zonen im Kontakt Marmor/Gneis liefert MEHNERT (1968). Er weist darauf hin, daß reaktionsfreudige Karbonate, (insbesondere Dolomit) mit SiO_2 aus angrenzendem Silikat-

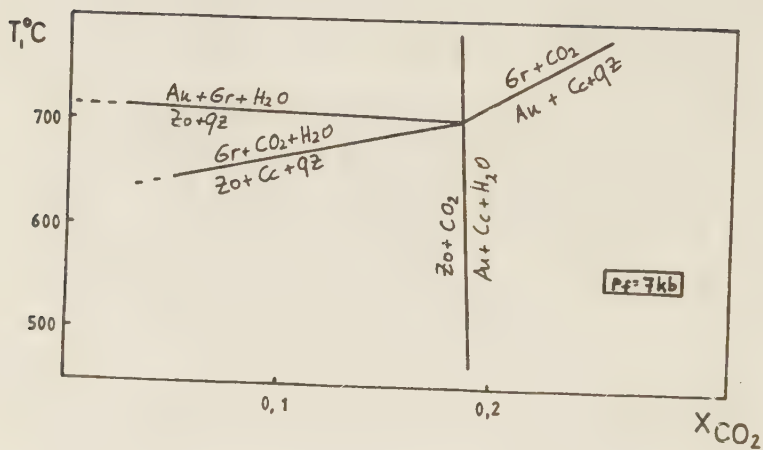
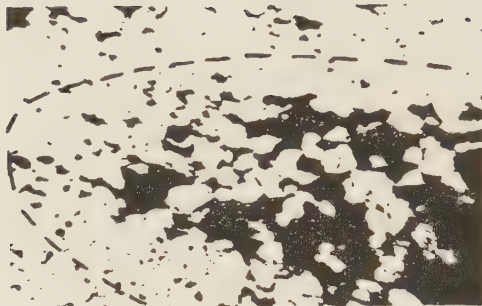


Abb.75: $T, X(\text{CO}_2)$ -Diagramm für den Stabilitätsbereich von Grossular aus KERRICK (1974).

Gestein bereits in einem relativ frühen Stadium der Metamorphose unter Bildung von Ca-Mg-Silikat-Krusten reagieren. Diese erschweren eine weitere Diffusion. So konnte HENTSCHEL (1943) zeigen, daß sogar bei Karbonatschollen in partiell aufgeschmolzenem Gneis eine Erhaltung von Marmor im Kern der Scholle zu beobachten ist. Dabei wird eine Bänderung der im Kontaktbereich gebildeten Kalksilikate analog zu den im Altkristallin beobachteten Verhältnissen beschrieben. Ebenso weisen die beschriebenen Kalksilikat-Hornfelse eine partielle retrograde Metamorphose auf. Dabei wurden insbesondere die Neubildung von Klinozoisit/Epidot, Talk und von Zeolithen beschrieben. Nach MEHNERT wurden diese Beobachtungen sogar im unmittelbaren Kontakt zu einem Migmatit mit ausgeprägter geochemischer Mobilisation gemacht. Hier werden die unterschiedlichen Diffusionsraten in unterschiedlichen Gesteinen bei gleichen p,T-Bedingungen deutlich erkennbar.

1.



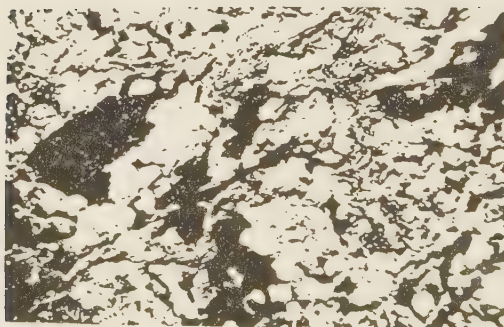
1 cm

2.



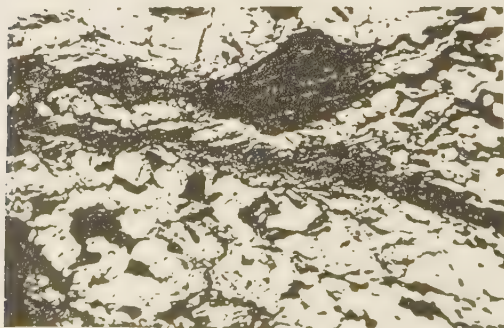
1 cm

3.



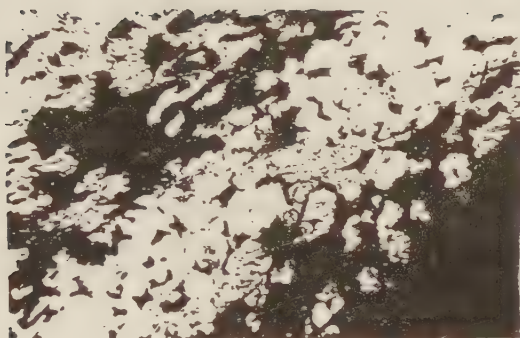
1 cm

4.



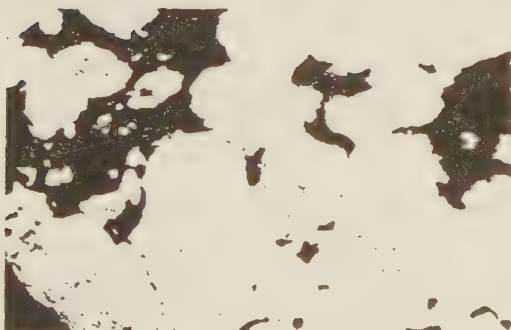
1 cm

1.



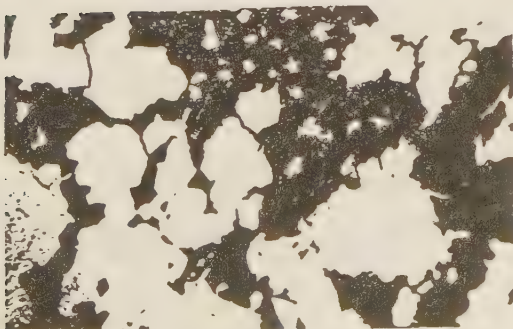
1 cm

2.



1 cm

3.



1 cm

Tafel I: Mit Alizarin angefärbte Marmor-Oberflächen:

Abb.1: Ausschnitt aus einer disharmonischen Dolomit-Falte (weiß) in Calcit-Marmor. Mühlen-Marmorzug, Nr.2.

Abb.2: Calcit (schwarz) als Zwickelfüllung und in subparallelen Bahnen im feinkörnigen Dolomitmarmor. Speikboden-Marmorzug, Nr.1.

Abb.3,4: Stark zerscherte Bereiche im Dolomit-Marmor (Dolomit ist weiß). Die dunklen Zonen bestehen aus Calcit, Talk und Chlorit. Terentental-Marmorzug, Nr.8.

Tafel II: Mit Alizarin angefärbte Marmor-Oberflächen:

Abb.1: Wechsel von Dolomit- und Calcit-Bahnen. Dolomit ist weiß. Rensen-Marmorzug, Nr.11.

Abb.2,3: Dolomit, teilweise suturiert, "schwimmt" in Calcit-Matrix. Dolomit ist weiß, Calcit schwarz. Die sehr kleinen, ebenfalls weißen Körner in der Calcit-Matrix sind Quarze. Rensen-Marmorzug, Nr.11.

Literaturverzeichnis

BECKE, F.: über Diaphthorite. - Tschermaks miner.petrogr.Mitt.28, Wien (1909).

BELL T.H. and ETHERIDGE M.A.: The deformation and recrystallisation of quartz in a mylonite zone, central Australia. - Tectonophysics 32 (1976).

BIANCHI A.: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. - Mem.Ist.Geol.Univ.Padova X/5 (1934).

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb.: La monografia geologica e petrografica sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. - Periodico de mineralogia aX n2, Roma (1939).

BORG I., and TURNER F.J.: Deformation of Yule marble. - Part VI: Geol.Soc.Am.Bull., vol. 64, (1953).

BORG I., HANDIN J.: Torsion of calcite single crystals. - J.Geophys. Research v.72. (1967).

BoGEL H. & SCHMIDT K.: Kleine Geologie der Ostalpen. - Thun (1976).

BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G.: Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and geopetrologic data. - Mem.Soc.Geol.It.12 (1973).

BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. und ZIRPOLI G.: Evento "caledonico" nelle alpi? Riposta ad un intervento critico. - Bull.Soc.Geol.It.94 (1975).

BORSI S. DEL MORO A., SASSI F.P., ZANFERRARI A. und ZIRPOLI G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austroalpine continental margin south of the Tauern Window. - Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova XXXII (1978).

Mc BRIDE E.F.: Mathematical treatment of size distribution data..In: Carver R.E. ed: Procedures in sedimentary petrology. - Wiley Interscience, New York (1971).

CARTER N.L., RALEIGH C.B.: Principal stress directions from plastic flow in crystals. - Geol.Soc.Am.Bull.80 (1969).

CHRISTIE J.M.: Dynamic interpretation of the fabric of a dolomite from the Moine thrust-zone in northwest Scotland: Am.J.Sci. Vol.256 (1958).

CHRISTIE J.M.: The Moine thrust zone in the Assynt region, northwest Scotland. - Univ.Calif.Pubs.Geol.Sci. v.40 (1963).

DAL PIAZ G.: Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe. - Mem.Ist.Geol.Univ.Padova X (1934).

DEER N.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J.: Rock forming minerals. - WILEY, New York (1962).

EGGERT R.G. & KERRICK D.M.: Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 kbar data and geologic implications. - *Geochim. Cosmochim. Acta* 45 (1981).

ETHERIDGE M.A., VERNON R.H. and WALL V.J.: The role of metamorphic conditions and processes in determining deformation mechanism, rate and style. - Abstracts: Int.conf. "The effect of deformation on rocks" Appendix 1-9, Göttingen (1980).

FAIRBAIN H.W., HAWKES H.E.: Dolomite orientation in deformed rocks. - *Am.J.Sci.* vol.239 (1941).

FAUST G.T.: Dedolomitisation and its relation to a possible derivation of a Mg-rich hydrothermal solution. - *Am.Min.* 34 (1949).

FERREIRA M.P., TURNER F.J.: Microscopic structure and fabric of Yule marble experimentally deformed at different strain rates. - *J.Geol.* Vol 72 (1964).

FEULNER M.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin N° Pfalzen (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1980).

FLECHTNER H.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin SE° Mühlwald (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1980).

FOLK R.L.: A review of grain-size parameters. - *Sedimentology*, vol. 6 (1966).

FRIEDMAN G.M.: Identification of carbonate minerals by staining methods. - *J.Sed.Petr.*, vol.29 No 1 (1959).

FRIEDMAN G.M.: Geol.notes on sorting, sorting coeff. and lognormality of the grain size distribution in sandstones. - *J.Geol.* 70 (1962).

FRIEDRICH Th.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen am S-Rand des Tauernfensters zwischen Pfunders und Weitental (Südtirol). - Unveröff.Diplomarbeit, Erlangen (1982).

FYFE W.S., PRICE N.J. & THOMPSON A.B.: Fluids in the earth's crust. Amsterdam (1978).

GIZYCKI P v.: Petrographisch-geochemischen Untersuchungen an periadriatischen Plutonen und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol). Diss. Univ. München (1977).

GRIGGS D.T., and MILLER W.B.: Deformation of Yule marble: Part I. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, vol. 62 (1951).

GRIGGS D.T., TURNER F.J., et al.: Deformation of Yule marble: Part V. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, vol. 64 (1953).

GRIGGS D.T., PATERSON M.S., HEARD H.C. and TURNER F.J.: Annealing recrystallisation in calcite crystals and aggregates. - *Geol.Soc.Am.Mem.* 79 (1960).

GOLDSMITH J.R., GRAF D.L. et al: The occurrence of magnesian calcites in nature. - *Geochim.Cosmochim.Acta* 7 (1955).

GOLDSMITH J.R. & NEWTON R.C.: p-T-x - relations in the system CaCO_3 - MgCO_3 at high temperatures and pressures. - *Am.J.Sci.* 267 A (1969).

GROSHONG R.H.: Strain calculated from twinning in calcite. - *Geol.Soc.Am.Bull.* vol.83 (1972).

GWINNER M.P. *Geologie der Alpen.* - Stuttgart (1978).

HAMMERSCHMIDT K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. - *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova XXXIV* (1981).

HAMMERSCHMIDT K.: K/Ar and Ar(40)/Ar(39) Age Resolution from Illites of the Trias of Maulls; Mesozoic Cover of the Austroalpine Basement, Eastern Alps (South Tyrol). - *SMPM* 62 (1982).

HANDIN J.W., and GRIGGS, D.T.: Deformation of Yule marble. Part II. - *Geol.Soc.Am.Bull.*, vol.62 (1951).

HANDIN J. and FAIRBAIN H.W.: Experimental deformation of Hasmark dolomite. - *Geol.Soc.Am.Bull.* vol.66 (1955).

HÄRKER A.: *Metamorphism.* - Methuen, London (1952).

HENTSCHEL H.: Die kalsilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). - *Min.Petrol.Mitt.* 55 (1943).

HEERMANN, H.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin des Pfunderer Tals zwischen Weitental und Pfunders W' des Pfunderer Bachs, Pustertal, Südtirol. - Unveröff. Diplomarbeit Erlangen (1983).

HIGGS D.V., HANDIN J.: Experimental deformation of dolomite single crystals. - *Bull.Geol.Soc.Am.* Vol.70 (1959).

HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F.: *An outline of structural geology.* - New York (1976).

HOFMANN K.H.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin N° Terenten (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1982).

HOFMANN K.H., KLEINSCHRODT R., LIFFERT R., MAGER D. und STOCKHERT B.: Geologische Karte des Altkristallins südlich des Tauernfensters zwischen Pfunderer Tal und Tauferer Tal (Südtirol). - *Der Schlern* 57, Bozen (1983).

HOSCHEK G.: Phase relations of a simplified marly rock system with application to the western Hohe Tauern (Austria). -

- Contrib.Min.Petrol. 73 (1980).
- HUTCHINSON C.S.: Laboratory Handbook of petrographic techniques. - New York (1974).
- JEZEK P.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Raum Uttenheim - Mühlen (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1979).
- JOHANNES W. und ZIEGENBEIN D.: Stabilität von Zoisit in $H_2O - CO_2$ -Gasphasen. - Fortschr.Min. 58 (1980).
- KARL F. und KERN H.: über Beanspruchung und Verformung von Gesteinen II. - Cont.Min.Petr. 18 (1968).
- KERN H. und KARL F.: über Beanspruchung und Verformung von Gesteinen III. - Cont.Min.Petr. 18 (1968).
- KERN H.: Preferred orientation of experimentally deformed limestone, marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress. - Tectonophysics 39 (1977).
- KERN H.: Texture development in calcite and quartz rocks deformed at uniaxial and real triaxial states of strain. - Bull.Min. 102 (1979).
- KERRICK D.M.: Review of metamorphic mixed-volatile ($H_2O - CO_2$) equilibria. - Am.Min. 59 (1974).
- KLEINSCHRODT R.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin des Winnebachtals NE Terenten (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1982).
- KLEBELSBERG R.v.: Geologie von Tirol. - Berlin (1935).
- KOCH G.S. & LINK R.F.: Statistical Analysis of Geological Data. - John Wiley, New York (1970).
- KRUMBEIN W.C., GRAYBILL F.: An Introduction to Statistical Models in Geology. - Mc Graw Hill New York (1965).
- LADURNER J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomit-Tektonite. - Jb.Geol.Bundesanstalt Wien, Vol.96 (1953).
- LAURANT Ph. et al.: Stress tensor determination from the study of e-twins in calcite: a linear programming method. - Tectonophysics 78 (1981).
- LIFFERT R.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin NE Terenten (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1981).
- LOGAN B.W., SEMENIUK V.: Dynamic metamorphism; Processes and products in devonian carbonate rocks, Canning Basin, western Australia (1976).
- MAGER D.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen im Altkristallin um die Tiefrastenhütte (Pfunderer Berge, Südtirol). -

Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1981).

MARSAL D.: Statistische Methoden für Geowissenschaftler. - Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (1967).

MEANS W.D. and WILLIAMS P.F.: Compositional differentiation in an experimentally deformed salt-mica specimen. - *Geology* 2 (1974).

MEHNERT K.R.: Migmatites and the origin of granitic rocks. - Amsterdam (1968).

METZ P., TROMMSDORFF V.: On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 18 (1968).

MEYER, N.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen an der Grenze Altkristallin/Pennin (1983). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1983).

MORTEANI G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. - *Fortschr. Mineral.* 52, Beiheft 1 (1974).

NEUMANN E.R.: Experimental recrystallisation of dolomite and comparison of preferred orientations of calcite and dolomite in deformed rocks. - *J. Geol.* Vol. 77 (1969).

NITSCH K.-H. et al.: Zur Stabilität von Zoisit in $H_2O - CO_2$ - Gasgemischen. - *Fortschr. Mineral.* 58 (1980).

NEWTON R.C.: Some calc-silicate equilibrium relations. - *Am. J. Sci.* (1966).

NICOLAS A., POIRIER J.P.: Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - New York (1976).

NOLLAU, G.: Kleintektonische Strukturen am SW-Rand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte. - *Geol. Rundschau*. 58 (1969).

NOLLAU G.: Petrographische und tektonische Untersuchungen am periadriatischen Rensengranit in Südtirol. - *Erlanger geol. Abh.* 98 (1974).

OTTO C.: Petrographisch-gefügekundliche Untersuchungen an der Grenze Altkristallin/Pennin. - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1983).

PAPAGEORGAKIS J.: Marmor und Kalksilikatfelse der Zone Ivrea-Verbanò zwischen Ascona und Candoglia. - *SMFM* 41 (1961).

POIRIER J.P., GUILLOPE M.: Deformation induced recrystallisation of minerals. - *Bull. Mineral.* 102 (1979).

FUHAN D., HOFFER E.: Phase relations of talc and tremolite in met. cc/dol-sediments in the southern portion of the Damara Belt. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 40 (1973).

ROBIN P.-Y.F.: Theory of metamorphic segregation and related

processes. - *Geochim.Cosmochim.Acta* 43 (1979).

ROEDDER E.: Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. - *Econ.Geol.* 58 (1963).

ROSENBERG, P.E. et al.: Calcite - dolomite - magnesite relations in solution: the effect of ionic strength. - *Geochim.Cosmochim.Acta* 31 (1967).

RUTTER E.H.: The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. - *Tectonophysics* 22 (1973).

SANDER B.: Über einige Gesteinsgruppen des Tauern-Westendes. - *Jb k.k.geol.R.A. Wien* 62 (1912).

SANDER B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. - *Jb.Geol.Staatsanst. Wien* (1921).

SANDER B.: Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100 000. - *Uff.idrogr.d.R.magistr.all.Sez.geol.*, Padova (1925).

SANDER B.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixener und Meraner Gebiets. - *Schlernschriften* 16, Innsbruck (1929).

SANDER B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil I - Wien (1948).

SANDER B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil II. - Wien (1950).

SASSI F.P., BORSI S., DEL MORO A. ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G.: Contributions to the geodynamic interpretations in the Eastern Alps. In : CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. ed.: *Alps, Apennines, Hellenides*, Stuttgart (1978).

SASSI F.P. & ZANETTIN B.: Schema degli eventi metamorfici e magmatici nelle Alpi Orientali. - *Rendiconti Soc.It.Min.Petr.* 36 (1980a).

SASSI F.P. & ZIRPOLI G.: Quadro delle conoscenze sulla storia pre-alpina delle Alpi Orientali. - *Rendiconti Soc.It.Min.Petr.* 36 (1980b).

SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G.: Quadro della storia termica alpina nelle Alpi Orientali. - *Rendiconti Soc.It.Min.Petr.* (1980c).

SASSI F.P., BELLINI G., PECCERILLO A. & POLI G.: Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. - *N.Jb.Geol.Pal.Mh.* (1980d).

SATIR M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Mem.Ist.Geol.Min.Univ. Padova* XXX (1975).

SATIR M.: Rb-Sr und K-Ar Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen ötztalkristallins und der westlichen Hohen

Tauern. - Geol.Rdsch. 65 (1976).

SCHINDLMAYR W.E.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauls und Stilfes in Südtirol. - Dissertation, München (1968).

SCHMIDLOEMER H.: Hydrothermale Entdolomitisierung. - Fortschritte der Mineralogie 32 (1953).

SCHMID S.M. et al.: Superplastic flow in fine-grained limestone. - Tectonophysics 43 (1977).

SCHMID S.M., Paterson M.S. et al.: High temperature flow and dynamic recrystallisation in Carrara marble. - Tectonophysics 65 (1980).

SCOLARI A. e ZIRPOLI G.: Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austriaci e penninici della Val di Valles (Alto Adige). - Mem.Ist.Geol.Univ.Padova XXIX (1972).

SHARP W.E., KENNEDY G.C.: The system $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ in the two phase region calcite + aqueous solution. - J.Geol.vol.73 (1965).

SPIERS C.J.: Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400 grd C. - Bull.Min. 102 (1979).

SPRY A.: Metamorphic Textures. - Pergamon, Oxford (1969).

STÖCKHERT, B.: Petrographisch-gefügefundliche Untersuchungen im Altkristallin NW' Bruneck (Südtirol). - Unveröff. Diplomarbeit, Erlangen (1979).

STÖCKHERT, B.: Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S' des westlichen Tauernfensters (Südtirol). Diss.Univ.Erlangen, 1982.

TOLLMANN A.: Ostalpensynthese. - Wien (1963).

TRURNIT P.: Morphologie und Entstehung diagenetischer Druck-lösungserscheinungen.- Dissertation, Heidelberg (1967).

TRÖGER W.E.: Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Teil I: Bestimmungstabellen, Stuttgart (1971).

TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II: Textband, Stuttgart (1969).

TROLL G.: The "Altkristallin" of Eastern Tyrol between Tauern Window and periadriatic Lineament. In: CLOSS H., Roeder D. & SCHMIDT K. ed: Alps, Apennines, Hellenides, Stuttgart (1978).

TROMMSDORFF V.: Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. - SMPM 46 (1966).

TULLIS J., YUND A.: Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. - J.Geol. vol 90 (1982).

TUNGATT P.D., HUMPHREYS F.J.: In-situ studies of a calcite analogue. -

Tectonophysics 78 (1981).

TURNER F.J.: Preferred orientation of calcite in Yule marble. - Am.J.Sci.vol.247 (1949).

TURNER F.J., CH'ih C.S.: Deformation of Yule marble: Part III. - Geol.Soc.Am.Bull. vol.62 (1951).

TURNER F.J., GRIGGS D.T., HEARD H.: Experimental deformation of calcite crystals. - Geol.Soc.Am.Bull. 65 (1956).

TURNER F.J. & VERHOOGEN J.: Igneous and metamorphic petrology. - New York (1960).

TURNER F.J. & WEISS L.E.: Structural analysis of metamorphic tectonites. New York (1963).

TURNER F.J.: Thermodynamic appraisal of steps in progressive metamorphism of siliceous dolomitic limestones. - N.Jb.Min. 102 (1967).

TURNER F.J.: Metamorphic petrology. - New York (1968).

VERNON R.: Metamorphic processes, reactions and microstructure development. - London (1976).

VERNON R.H.: Optical microstructure of partly recrystallized calcite in some naturally deformed marbles. - Tectonophysics 78 (1981).

VOLL G. New work on petrofabric. - Liverpool and Manchester Geol.J.2/3 (1960).

VOLL G.: Zur Frage des Stofftransports auf den Kurgrenzen metamorpher Gesteine. - Geol.Rdsch.51 (1961).

VOLL G.: Deformation, crystallisation and recrystallisation. - Abstracts; The effect of deformation on rocks. Appendix 1 - 9, Göttingen (1980).

WATSON G.S.: The statistics of orientation data. - J.Geol. vol. 74 (1966).

WATZNAUER A.: Tektonische Bewegungsflächen als Zonen von Diaphthorese und Anaphthorese. - Abh.dt.Akad.Wiss.Kl.Bergbau, Berlin (1964).

WENK H.-R., SHORE J.: Preferred orientation in experimentally deformed fine grained dolomite. - Contrib.Min.Petrol.50 (1975).

WENK H.-R., WAGNER F. et al.: Texture representation of deformed dolomite rocks. - Tectonophysics 78 (1981).

WENK H.-R. et al.: Preferred orientation in experimentally deformed limestone. - Contrib.Min.Petrol.38 (1973).

WHITE S.: Geological significance of recovery and recrystallisation processes in quartz. - Tectonophysics 39 (1977).

WHITE J.C. & WHITE S.H.: On the structure of grain boundaries in tectonites. - Tectonophysics 78 (1981).

WILLIAMS P.F.: Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. - Am.J.Sci. 272 (1972).

WINKLER H.G.F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. - New York (1974).

Lebenslauf:

26. 2.1957 : geboren als Tochter des Physik-Hochschul-
lehrers Dr. Gerhard Höhler und seiner
Ehefrau Hildegard Höhler (geb. Friedrich)
in München
- 1964 : Einschulung in Karlsruhe
- 1965--1973 : Besuch der Europaschule in Karlsruhe
- 1973--1975 : Besuch des Markgrafen-Gymnasiums in
Karlsruhe-Durlach
22. 5.1975 : Abitur am Markgrafen-Gymnasium
29. 9.1975 : Beginn des Chemiestudiums an der Uni-
versität Karlsruhe
26. 4.1977 : Beginn des Mineralogie-Studiums an der
Universität Erlangen-Nürnberg
27. 7.1978 : Vordiplom/Mineralogie
- 19.11.1981 : Diplom-Hauptprüfung/Mineralogie
1. 4.1982 : Aufnahme des Promotionsstudiums im Fach
Geologie an der Universität Erlangen-
Nürnberg

